

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 I

Soutenue le _____ devant la commission d'examen

F. ELLENBERGER Président - Rapporteur

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

F. FEDJIK (initié)

TRAVAUX DU LABORATOIRE DE GEOLOGIE STRUCTURALE - 91 - ORSAY

ORSAY

serie :

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 I

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

AVANT - PROPOS.

Le 11 Juillet 1970 à minuit, après de multiples pérégrinations mécaniques, nous prenions enfin contact avec la région montagneuse de Norvège Centrale.

"L'aventure" commençait alors à Folldal où nous devions rencontrer les enthousiastes secrétaires-animateurs de la R.C.P. 193 A. Prost⁽¹⁾ et J.M. Quenardel⁽²⁾ : sous la direction de M. le Professeur F. Ellenberger⁽³⁾ et dans le cadre de la R.C.P. 193 "Scandinavie : Socle-Calédonides" du C.N.R.S., deux équipes de thésards de III^e cycle entreprenaient l'étude de la région comprise entre Dombås et Folldal.

C'est ainsi que, fortuitement, nous fûmes réunis en une équipe pour étudier les alentours de Dombås, alors que A. Boudon⁽⁴⁾ et P. Pinna⁽⁴⁾ "sévissaient" plus à l'E, au Nord du Grimsdalen.

L'objectif assigné était de "combler le vide" séparant à l'W, le domaine des gneiss étudié par N. Santarelli⁽⁵⁾, de la bordure méridionale de la nappe de Trondheim rayon d'action des géologues de la R.C.P. 193 participant aux levés systématiques de la Compagnie Minière Folldalverk A/S sous la direction de M. H. Heim⁽⁶⁾ : les bisontins P. Mosson, G. Quesnel⁽⁷⁾, C. Berthomier⁽⁷⁾ et J. Maillot⁽⁷⁾, et l'orsayen J.M. Quenardel.

Au cours de nos trois années d'étude, nous avons bénéficié des travaux et conseils de ces voisins et amis. Ce furent principalement ceux de notre amie Nicole Santarelli, qui, avec sa gentillesse coutumière, guida nos premiers pas sur le fjell et ne cessa jamais de nous faire partager son enthousiasme pour tout ce qui est norvégien. Avec son aide, nous avons découvert les habitants de ces austères montagnes et appris les quelques phrases de dialecte indispensables pour nouer d'amicales relations.

Durant cette première campagne de deux mois, n'ayant pas eu la chance d'être engagés par la Compagnie minière Folldalverk A/S, ni d'être pris en charge par la R.C.P., c'est grâce à l'esprit d'équipe de nos collègues et voisins que nous avons surmonté nos problèmes financiers, lot commun de nombreux étudiants de III^e cycle.

Entièrement financée par la R.C.P., notre seconde campagne dura trois mois (Juin-Juillet-Août 1971).

Installés sur une région clef des Calédonides scandinaves, particulièrement intéressante du point de vue structural, et ayant bénéficié de la grande expérience du terrain de M. le Professeur Ellenberger, nous avons essayé d'en dresser une étude géologique aussi complète que nous le permettaient le temps et nos moyens matériels.

C'est ainsi que nous avons été amenés, après une rencontre aussi inattendue que fructueuse avec des géologues quaternaristes de Bergen, à étudier quelques aspects de la géologie du Glaciaire : nous remercions M. E. Lie⁽⁸⁾ pour ses conseils avisés.

Nous tenons également à souligner l'amabilité avec laquelle M. H. Heim nous a reçus à Folldal et nous a fait part de ses connaissances et de ses travaux sur la région méridionale de la nappe de Trondheim.

Notre reconnaissance ira à M. le Professeur T. Strand⁽⁹⁾ et M. E. Gjöry⁽¹⁰⁾ pour les documents qu'ils nous ont transmis et pour leur amicale visite à Hardeggan.

Nous remercions aussi M. R. L. Wheeler⁽¹¹⁾ avec lequel une intéressante correspondance nous permit de confronter nos idées avec celle de l'équipe américaine travaillant en Norvège Centrale.

Les années 1972-1973 furent consacrées à l'étude des échantillons au laboratoire et à la rédaction de ce mémoire. Durant cette période de fréquentes discussions avec nos maîtres F. Ellenberger et P. Collomb⁽¹¹⁾, avec les chercheurs de la R.C.P. B. Moine⁽¹²⁾, A. Ploquin⁽¹³⁾, R. Point⁽¹⁴⁾, A. Prost, J. M. Quenardel, N. Santarelli, ou avec nos collègues ont souvent éclairci quelques problèmes épineux. Nous les en remercions en particulier M. B. Moine qui nous a conseillé dans notre étude géochimique et a bien voulu être de nos Jurés.

Que Melle A. Faure-Muret, qui, en acceptant de faire partie de notre Jury, s'est déracinée vers les Calédonides scandinaves, soit ici remerciée.

Nous tenons à faire remarquer que tous les travaux de laboratoire et la réalisation du mémoire (dessins, cartes, mise en page) ont été effectués par les auteurs.

Nous avons en outre bénéficié du dévouement de M. R. Klein pour la réalisation des lames minces, de celui de M. G. Coquelle pour les reproductions photographiques et les tirages, de la gentillesse et de l'entrain de Mme J. Pelletier pour tous les travaux de secrétariat et dactylographie, du charme de Melle M. Cohen que n'égale que sa compétence de documentaliste,

et enfin de l'amabilité de Mme Coté qui, ne craignant pas un surcroît de travail, s'est chargée des tâches ingrates de pagination et de reliure.

Nous espérons que ce mémoire, fruit de quatre années de collaboration scientifique parsemées des turpitudes qu'implique le travail en équipe, sera à la mesure de ce qu'en attendent nos maîtres, nos parents et nos amis.

- (1) Laboratoire de Géologie I, Université Paris VI
- (2) Laboratoire de Géologie structurale et appliquée, Bât. 504, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, 91405 ORSAY
- (3) *idem*
- (4) *idem*
- (5) Laboratoire de Géologie synétique, Université Paris
- (6) Folldal Verk A/S, 25-80 Folldal, Norvège
- (7) Laboratoire de Géologie appliquée, Faculté des Sciences de Besançon, 25 - Besançon
- (8) Kvartaer Geologisk Institutt, Avd. B. Olav Ryes, vei 19, 5000 Bergen, Norvège
- (9) et (10) Institutt for Geologi, Post boks 1047, Blindern, Oslo 3
- (11) Professeur, Laboratoire de Géologie Faculté des Sciences d'Alger, Alger, Algérie
- (12) et (13) Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques Case officielle n° 1, 54 Vandoeuvre-les-Nancy
- (14) Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Reims, 51 Reims

- 1 -

INTRODUCTION

CADRE GEOGRAPHIQUE

A) LOCALISATION -

Le terrain étudié est situé au cœur de la Norvège centrale, à une centaine de kilomètres à l'Ouest du méridien d'Oslo, dans la province d'Oppland (cf. fig.1).

Dombås, agglomération occupant approximativement le centre du secteur, est à environ 350 km d'Oslo, et 200 km la séparent de l'ancienne capitale Trondheim.

Les villes les plus importantes situées à proximité du secteur sont Otta à 17 km au Sud et Oppdal à 81 km au NNE. Dombås se trouve également à 106 km à l'ESE de l'extrême du Romsdalfjord.

L'agglomération de Dombås est installée au confluent des rivières Lågen et Jora. Elle représente un carrefour routier important entre la route nationale E6, axe principal NS de la Norvège et la route E69 qui se dirige vers les fjords de l'Ouest et la ville de Andalsnes.

B) EXTENSION ET LIMITES DU SECTEUR -

Le secteur étudié a schématiquement la forme d'un carré dont les côtés nord-sud et est-ouest ont approximativement 25 km de côté. Sa superficie est d'environ 450 km^2 . L'angle sud-ouest du carré est tronqué.

De façon plus précise, il s'étend entre $8^{\circ}43'52''$ et $9^{\circ}13'12''$ de longitude Est de Greenwich et $61^{\circ}57'$ et $62^{\circ}9'$ de latitude Nord.

- Limite nord : de l'ouest vers l'Est,
 - les massifs . de l'Andbergshøi
 - . du Svartdalsfjell
 - le sommet du Grønhøi.
- Limite Sud : La vallée du Jøndal-Oyadal immédiatement au Sud de l'agglomération de Dovre.
- Limite Est : Une ligne N-S passant par le sommet du Hardbakkan.
- Limite Ouest : Une ligne N-S passant par le centre du village de Lesja.

La limite sud-ouest du secteur est formée par le cours sensiblement NW-SE de la rivière Skjerva.

C) RESEAU HYDROGRAPHIQUE -

Sur le secteur étudié le réseau hydrographique est relativement simple. Il se compose d'une rivière principale la Lågen et de ses affluents ; seul le quart SW du secteur est occupé par le bassin versant d'une autre rivière importante la Skjerva.

- La Lågen occupe la vallée principale du secteur, ancienne auge glaciaire qui porte le nom de Gudbrandsdal. Elle traverse le secteur de l'angle NW à l'angle SE : dans la moitié Ouest, son cours est W-E, puis dans la moitié Est, il s'infléchit et devient NW-SE. Sur chaque rive une multitude de petits torrents dévalant les versants de la vallée, viennent grossir la Lågen.

• Les affluents principaux de la Lågen sont :

- + Sur la rive gauche : . La Jora qui descend du massif du Snøhetta au N.
- . L'Einbugga qui coule du NE au SW et se jette dans la Lågen 2 km au nord de Dovre.

* Sur la rive droite : Grossi par la rivière Musa qui coule à peu près parallèlement au Gudbrandsdal, le Jøni est le plus important, il conflue avec la Lågen environ 2 km au sud de Dovre.

- La Skjerva descend des monts du Kjølen situés à l'Ouest du secteur et se dirige vers le Sud en direction du lac de Vågå qui occupe la vallée d'Otta et dans lequel elle se jette.

D) MORPHOLOGIE -

Le secteur étudié est situé au centre de l'ensemble de massifs montagneux qui occupent le cœur de la Norvège centrale. Ce sont au Nord le massif du Dovrefjell, au SE celui des Rondane, et au SW le Jotunheimen.

Dans le secteur étudié il y a deux éléments morphologiques dominants : le "Fjell" et la vallée du Gudbrandsdal ancienne auge glaciaire où coule actuellement la rivière Lågen.

1º) Le Fjell : Il s'agit d'un vaste plateau à surface moutonnée dont l'altitude moyenne s'étage entre 1100 et 1500 m. Le sommet le plus élevé du secteur culmine à 1579 m., il s'agit du Gronhøi situé au SW du secteur.

Le Fjell présente une morphologie glaciaire typique : tous les sommets ont été rabotés, usés et sont devenus des mammelons à faible pente et sommet arrondi. Les escarpements rocheux y sont rares, ils ont été créés par les torrents post-glaciaires : c'est le phénomène de rajeunissement du relief. Ce sont en général des falaises qui surplombent des vallées encaissées au profil en forme de V (vallée de la Skjerva, du Jøndal).

A l'inverse, les dépressions ont été comblées par les produits morainiques : entre les mammelons existent de larges dépressions dont le fond presque plat, mal drainé, est souvent occupé par des marécages et des lacs.

A grande échelle, la nature des roches a en outre influencé l'action des glaciers. Deux traits principaux caractérisent la géomorphologie :

- d'une part l'altitude élevée de la partie occidentale par rapport à l'ensemble du secteur ; nous verrons par la suite que cette zone haute est constituée par un massif orthogneissique et par des quartzites en dalles.

- d'autre part la vaste dépression tabulaire allongée SW-NE qui s'étend du Nord de Dombås jusqu'à Fokstua, occupée par une zone marécageuse. Elle correspond du point de vue géologique au massif intrusif de "Trondhjemite" de Gardsenden.

De façon générale les roches très finement foliées ou rubanées se sont avérées plus résistantes à l'érosion glaciaire que les roches grenues et les roches peu foliées.

2º) La vallée du Gubdrandsdal : Cette ancienne auge glaciaire, au profil en U très caractéristique est l'une des vallées principales de Norvège. De direction générale grossièrement NW-SE, elle est continue sur environ 300 km. Dans sa partie inférieure, au sud de la ville de Lillehammer, elle est occupée par le grand lac Mjøsa (près de 100 km de long). Le secteur étudié recoupe la partie haute de cette vallée.

Dans la zone qui nous intéresse, l'altitude du fond de la vallée varie de 550 à 650 m. Il y a donc une dénivellation d'environ 600 m. entre le rebord du Fjell et le fond de la vallée. Sa largeur atteint plus de 2 km. dans la région de Lesja (au NW du secteur) et celle de Dovre (au SE).

A 10 km. à l'est de Lesja, au niveau du lieu dit Bottheim, ainsi qu'immédiatement au sud de Dombas, le Gudbrandsdal se resserre ; ces étranglements correspondent à d'anciens verrous glaciaires. Entre ces verrous la vallée s'étale largement.

Le fond de la vallée est plat, comblé par des sédiments fluvioglaciaires et les alluvions récentes de la rivière Lagen. Les flancs sont très escarpés, subverticaux, parfois en falaises abruptes comme dans la région de Dovre.

E) CLIMAT - VEGETATION - FAUNE -

Cette région de Norvège s'individualise par son climat : bien qu'à dominante océanique, sur le fjell (atténuée par les barrières montagneuses de l'W), il règne dans la vallée un microclimat continental très accusé.

Les pluies sont moins abondantes qu'au bord des fjords ; elles sont surtout concentrées pendant les mois de juillet et Août.

Les températures sont basses (moyenne de 10° pour les mois d'été). Durant nos deux campagnes de terrain (étés 70 et 71), le thermomètre a très fréquemment marqué 0° C. en fin de soirée. Des précipitations de neige ont eu lieu surtout durant l'été 71.

Le type de végétation varie avec l'altitude. Les versants des vallées sont occupés par la forêt qui est étagée : forêt de conifères de 500 à 800 m., puis forêt de bouleaux entre 800 et 1000 m. (Taïga).

Au dessus de 1000 m., sur le fjell, la forêt a totalement disparu. C'est le domaine des arbres nains ne dépassant pas 40 cm : bouleaux nains, saules nains ... Les croupes les plus élevées ne sont couvertes que de pelouse rase, de mousses, lichens et saules herbacés (Toundra).

La particularité de la faune sur notre secteur est la présence, dans la partie nord, de troupeaux de rennes sauvages. Après la disparition de cette espèce à l'état sauvage, elle a été réintroduite par les Norvégiens. Outre les rennes, on rencontre très peu d'animaux sur le fjell : quelques lagopèdes, des pluviers, parfois un renard. Les longues forêts tapissant les versants de vallée sont l'habitat de l'élan et du coq de bruyère.

F) GEOGRAPHIE HUMAINE -

Comme la végétation et la faune, la répartition de la population est directement liée aux facteurs morphologiques et à l'altitude.

La vallée du Gudbrandsdal est relativement peuplée. Le fond de la vallée est le siège d'une activité agricole intense ; Une multitude de petites fermes y sont dispersées. On y cultive essentiellement des plantes fourragères et un peu de céréales (à croissance rapide). L'élevage est la ressource principale.

L'habitat est dispersé et les "agglomérations" (Dovre, Dombås, Lesja) ne comportent en général que les centres commerciaux (supermarchés, coopératives, stations services, banques) et les services publics (poste, école, mairie, temple). Il n'y a aucune industrie sur le secteur, mis à part une usine de transformation des produits laitiers à Lesja.

Le fjell est pratiquement désert. Chalets d'alpage ou "söetra" où les fermiers venaient passer l'été avec leurs bêtes sont presque tous abandonnés, quelques uns sont parfois le refuge de quelques touristes ou géologues.....

C A D R E G E O L O G I Q U E

Du point de vue géologique, le secteur étudié est situé dans la partie SW de la chaîne calédonienne scandinave qui s'étend du NNE au SSW sur 1400 km le long de la péninsule scandinave ; sa largeur varie de 100 à 300 km s'étalant à la fois sur la Norvège et la Suède.

La chaîne calédonienne se présente comme un empilement de nappes : sur l'autochtone représenté par le bouclier baltique et sa couverture, sont superposées les "externides" puis les "internides" calédoniennes.

Une coupe très synthétique et schématique à travers la Norvège méridionale et centrale, partant d'Oslo et se dirigeant vers le secteur étudié, montre la succession suivante :

- les terrains fossilières cambro-siluriens du fossé d'Oslo dans lesquels est intrusif un complexe éruptif d'âge permien ; ils sont transgressifs sur le socle précambrien.

- puis, dans la région méridionale du lac Mjøsa, en position autochtone, transgressif sur le socle précambrien, affleure le complexe éocambrien des "Sparagmites".

- plus au nord, ces "Sparagmites" passent en contact stratigraphique normal à des formations gréso-pélitiques épizonales appelées "Phyllites" (études récentes menées au nord du lac Mjøsa). Pour de nombreux auteurs il existe une équivalence stratigraphique entre ces "Phyllites" non fossilières et le cambro-silurien du fossé d'Oslo. Mais, la présence de nombreux écaillages et contacts tectoniques, la fréquence des passages latéraux dans la zone située entre Ringsaker et Dovre, à la fois dans les phyllites et les Sparagmites, compliquent l'étude des relations entre ces unités qui forment au SE, le substratum et les unités inférieures de l'édifice calédonien.

- Posé sur cet ensemble, au niveau de la haute vallée du Gudbrandsdal dans la région de Dombås, repose en contact tectonique le complexe métamorphique cambro-silurien du domaine eugéosynclinal calédonien représenté ici par la nappe de Trondheim.

- Formant le sommet du bâti calédonien dans cette région, mais n'affleurant qu'à l'W de notre coupe schématique, on rencontre les nappes de socle du Jotun issues du domaine interne de la chaîne calédonienne.

Comme le montre cette coupe, la caractéristique de la chaîne calédonienne scandinave est la superposition tectonique d'unités lithostructurales de degré métamorphique de plus en plus élevé à mesure que l'on s'élève dans l'édifice structural.

Le secteur étudié est situé sur la terminaison SW de la nappe de Trondheim. Il inclut le contact de la nappe avec les gneiss précambriens calédonisés à l'W ainsi que celui qui la sépare au SE du champ sparagmitique des Rondane.

Etudes géologiques récentes menées aux voisinages du secteur :

. Notre secteur est situé en partie sur le terrain de N. Santarelli qui couvre le domaine des gneiss de l'Ouest ainsi que le diverticule méridional de la nappe de Trondheim se prolongeant jusqu'au lac Vågå.

. La nappe de Trondheim se prolonge sur environ 300 km vers le NE : elle fait ou a fait l'objet d'autres études en particulier sur sa bordure Sud. Ce sont d'W en E les secteurs étudiés par :- P. Pinna, immédiatement à l'Est de notre terrain

- L'équipe minière de la Folldalverk AS, dirigée par H. Heim autour de Foldal
- Berthomier C. et Maillot J. dans la région septentrionale de Foldal

- J.M. Quenardel au NW du lac Savalen
- P. Morson et G. Quesnel autour de la vallée de l'Einunna
- Klein Herring près d'Alvdal
- I. Rui dans le secteur de Røros.

. Au Nord du secteur, la zone située immédiatement à l'W de la nappe de Trondheim est étudiée par une équipe américaine dirigée par le Professeur Rodgers. Elle comprend pour la région qui nous intéresse R. Wheeler et W. Scott. Notons également dans le même secteur, le travail inachevé de G. Muret (Neufchatel).

. Au sud, dans le district Sel-Vågå, la terminaison de la nappe de Trondheim et ses relations avec la nappe d'Otta ont été étudiées par T. Strand (1951) ; le secteur dont nous avons entrepris l'étude chevauche sur environ 5 km le nord de la zone décrite par Strand.

HISTORIQUE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE

I - EVOLUTION HISTORIQUE DES IDEES ET TRAVAUX SUR LE BASSIN DE TRONDHEIM

L'historique des travaux effectués sur l'ensemble du Bassin de Trondheim a été tentée par F.C. Wolff (1967) dans un article de synthèse tectonique et stratigraphique du Bassin de Trondheim. L'auteur propose l'emploi du terme de "nappe de Trondheim" dont il présente les contours sur une carte de 1/500.000 (cf. planche 8). Depuis la fin du siècle dernier jusqu'à une époque récente, les travaux majeurs ont été menés depuis la région de Trondheim jusqu'à la frontière suédoise. Certains faciès lithologiques non affectés par le métamorphisme ont livré des graptolithes de l'Ordovicien (1888, JHL Vogt). Cette découverte a suscité un grand intérêt et favorisa l'établissement d'une échelle stratigraphique qui a contribué, quelques années plus tard, à figer le développement des hypothèses tectoniques qui s'imposaient.

Dans cette région l'intensité du métamorphisme croît progressivement de l'extérieur vers l'intérieur du Bassin : Ainsi au coeur du Bassin le groupe des micaschistes de la Gula (Kjerulf - 1871), contrastent nettement avec les autres séries par son degré de métamorphisme plus élevé. Toutes ces observations peuvent être faites dans d'assez bonnes conditions d'affleurement le long des routes, ce qui constitue un avantage important en Scandinavie où les dépôts glaciaires du quaternaire ont considérablement empâté la morphologie.

Classiquement on admet la succession stratigraphique suivante de la base vers le sommet :

- Les micaschistes de la Gula (Cambrien hypothétique).
- Les roches vertes inférieures de Støren (Ordovicien inférieur).
- Les micaschistes gris carbonatés et métagrauwackes du Hovin inférieur (Ordovicien moyen).

- Les roches vertes supérieures et tufs acides du Hovin supérieur (Ordovicien supérieur) ainsi que leur équivalent oriental : les micaschistes de Røros.

Une indétermination existe toujours sur l'âge du groupe des micaschistes de la Gula qui varie selon l'interprétation structurale que donnent les différents auteurs. Actuellement la terminologie lithostratigraphique la plus utilisée est la suivante :

Lithostratigraphie de la nappe de Trondheim

| | <u>OUEST DE LA NAPPE</u> | <u>EST DE LA NAPPE</u> |
|------------------------|--------------------------------|---|
| • Silurien | Groupe de Horg | Groupe de Slågan |
| • Ordovicien supérieur | Groupe de Hovin sup. | Groupe de Kjølhaugen = Groupe de Røros |
| • Ordovicien moyen | Groupe de Hovin inf. | Groupe de Sulamo |
| • Ordovicien inférieur | Groupe de Støren | Groupe de Fondsjø |
| • Cambrien | Groupe des schistes de la Gula | Groupe de Sonvatn |

La structure interne de la nappe de Trondheim a été reconnue depuis la 2ème moitié du 19e siècle, comme un vaste synforme dont le cœur, redressé, est occupé par les micaschistes de la Gula (Kjérulf - 1871).

Cette observation générale à l'échelle du bassin devenait alors la source de vives controverses non encore élucidées par ailleurs. Pour les uns (Keilhau-1850, Kjerulf-1866, C. Bugge-1912, Holmsen-1915), le groupe de la Gula occupe le cœur d'un vaste synclinal ; l'âge des micaschistes centraux est donc dans ce cas plus jeune que celui des groupes sous jacents. Les micaschistes de la région de Røros étaient alors d'âge Cambrien en regard de leur position structurale inférieure.

Cette interprétation impliquait une tectonique complexe superposant des séries renversées ou des complexes de degré métamorphique croissant vers le sommet structural. Plus récemment Vogt (1940) et Strand (1961) étaient les seuls à maintenir l'interprétation selon laquelle il s'agirait d'un vaste synclinorium inverse.

D'autres, dont Tørnebohm fut le premier dès 1872, voyaient deux vastes synclinaux l'un à l'W, l'autre à l'Est, séparés par un anticlinal médian ou noyau central N.S. Avec Svenonius (1885) le bassin de Trondheim forme un anticlinal orienté sensiblement N.S., dont le cœur est constitué par les micaschistes de la Gula, flanqués à l'E. et à l'W. de synclinaux renversés.

Cette conception partagée par H. Reusch (1890) fut reprise avec force par Carsten (1920) : les micaschistes de la Gula occupent le cœur d'un "pli en champignon", leur âge est attribué au Cambrien, le groupe de la Gula devient ainsi l'équivalent du groupe oriental de Røros. Le terme de "groupe de Røros" rassemble désormais toutes les formations du bassin de Trondheim attribuées au Cambrien ; le terme de groupe de Gula sera abandonné jusqu'aux années 1955-1960. Cette structure en forme de "pli en champignon" sera maintenue par C. Bugge (1954), Wolff (1964), Roberts (1966). Des arguments en faveur de cette interprétation furent apportés par les études pétrographiques de Brøgger puis Goldschmidt (1915). Goldschmidt a étudié le métamorphisme du bassin de Trondheim et dressé une carte de zonéographie métamorphique. Ces travaux sont encore à ce jour la seule tentative de représentation synthétique du métamorphisme à l'échelle de la nappe de Trondheim. En établissant que le métamorphisme régional était dû aux intrusions granitiques "concordantes", rien ne permettait alors de mettre en évidence la position structurale curieuse des micaschistes à degré de métamorphisme élevé du groupe de la Gula. Ces arguments se développent pendant la période d'offensive contre les grands charriages défendus par Tørnebohm en 1896.

C'est durant cette période de polémique contre les charriages que E. Wegmann en 1925 éclaire singulièrement les idées sur la structure du bassin de Trondheim : "Le système central du bassin de Trondheim est un grand lambeau de recouvrement qu'il n'est possible d'étudier qu'à ses extrémités". Malgré cette conception nouvelle et unique, Wegmann reste, volontairement ou non, oublié des géologues norvégiens.

Ce bref historique de l'évolution des travaux et des idées sur la structure du bassin de Trondheim montre que les inconnues restent toujours nombreuses. Un fait paraît actuellement incontesté : l'existence d'un contact anormal majeur tronquant la base des séries cambro-siluriennes, contact que l'on peut suivre vers l'Est le long de la frontière suédoise. Dans la partie Sud et W. son tracé reste à étudier avec plus de précision.

II - HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES DANS LA REGION DE LESJADOMBÅS - DOVRE.

La lithostratigraphie de la partie méridionale de la nappe de Trondheim reste mal connue jusqu'aux années 1955-60. Il s'agit d'observations ponctuelles des séries dont les termes remarquables comme les conglomérats ou les marbres, sont mis en équivalence avec ceux connus ou étudiés dans la région de Trondheim.

1) LES PREMIERS TRAVAUX DE 1896 à 1915

La partie W de la carte au 1/800 000 levée et publiée par Tórnebøhm en 1896 couvre le secteur étudié (fig.2). Les séries cambro-siluriennes apparaissent affectées de plis E.W à W. SW - ENE. Celles-ci sont discordantes sur des gneiss œillés et sparagmites sous jacents que Tórnebøhm rapportait aux

schistes de Seve, eux-mêmes écaillés sur les gneiss de l'Ouest. La structure d'ensemble était constituée par un empilement d'écailles charriées vers l'W. La culmination de l'anticlinal de l'Einunnfjell à l'Est de Folldal était considérée comme une "fenêtre de la nappe de Seve". Cette première synthèse des Calédonides Scandinaves était malheureusement dépourvue d'arguments stratigraphiques précis.

K.O. Bjørlykke en 1905 après une synthèse des observations récoltées au long des coupes géologiques qu'il effectua entre Vågå-Lesja, Dombås et Dovre, dresse la première carte de notre secteur (fig.3). Nous insisterons sur ces travaux qui, malgré le temps, restent précieux par la précision de l'observation et la richesse des descriptions. En ce sens l'utilisation de termes descriptifs pour la lithostratigraphie de complexes souvent monotones permet de meilleures reconnaissances et surtout limite l'interprétation tendancieuse des termes génétiques. Bjørlykke relevait, sur une coupe allant de Dombås à Lesja, trois ensembles lithologiques (fig.4) : "Le Rød Granite" ou granite rouge (orthogneiss acide du Liafjell) à l'W, limité par une zone de contact, d'un complexe composé de "sparagmites" et gneiss oeillés (massif de l'Andbergshøi), puis à l'Est le "Hvit Granite" ou granite blanc (intrusion granodioritique de Dombås) et enfin des micaschistes gris. Ces trois grands ensembles plongent en se redressant vers l'Est.

Les "sparagmites" de la bordure occidentale sont supposées en contact tectonique, mais l'auteur ne l'affirme jamais. Une coupe N.S. effectuée en descendant le Gudbrandsdal vers Dovre (fig. 4) montre une structure en synforme s'amorçant au Nord dans des séries graphiteuses et quartzopélitiques, avec un faciès plus gneissique au cœur ; vers le Sud, des schistes verts, conglomérats et amphibolites reposent sur des sparagmites claires et sparagmites oeillées. Bjørlykke se garde de toute comparaison entre les séries lithologiques qu'il décrit ;

toutefois les formations quartzitiques rencontrées paraissent toujours pousser l'auteur à les désigner par le terme de "sparagmite".

L'étude tectonique est peu développée et dépourvue de toute synthèse régionale. Pourtant nous retiendrons des observations minutieuses de K.O. Bjørlykke qu'il existe une superposition de deux directions de plissement : l'une dite "direction normale" E. NE - W. SW correspond à la direction du plissement le plus marqué auquel se rapporte la structure synclinale. L'autre est une direction transverse N.W.-S.E. qui prend en écharpe la direction générale de la chaîne calédonienne et de l'auge de Trondheim ; elle paraît plus marquée et est visible surtout dans la région de Dovre. K.O. Bjørlykke expliquait ceci par la "lutte entre deux systèmes de plissement au voisinage du vieux massif résistant"(les gneiss de l'Ouest)".

Sur la carte de zonéographie métamorphique que dressa Goldschmidt en 1915, la "zone à Grenat se prolonge vers l'W. dans la région de Dombås".(fig. 5)

2) LES INTERPRETATIONS TECTONIQUES DE WEGMANN (1924-1959).

Wegmann s'est intéressé principalement à la structure générale de la bordure occidentale du bassin de Trondheim. A partir d'observations personnelles et des travaux remarquables de Bjørlykke et Tørnebohm, l'auteur présente une interprétation tectonique de cette région (cf. fig. 7). Il remarque dans les gneiss précambriens de l'W. une direction de plis E. SE. qui plonge sous les terrains de la dépression N.NE - S. SW de Trondheim. Dans la région de la Driva "les masses supérieures" c'est-à-dire les séries cambro-siluriennes du bassin de Trondheim, semblent s'être déplacées vers le S. SW. Ces directions axiales se prolongent dans les montagnes de Dovre, puis oscillent autour de l'horizontale entre le massif du Snøhetta et Dovre pour se redresser vers Lesja. Entre Lesja et Vågå, les deux systèmes de déformations coexistent (E.SE et N.NE-S.SW).

Vers Vågå, comme le soupçonnait déjà Bjørlykke, un pli de socle enroule l'ensemble des éléments structuraux superposés, avec un plongement axial vers l'Est. L'encapuchonnement paraît tardif et correspond aux mouvements observés aussi bien dans le "bouclier" que sur les bordures. L'abaissement axial se ferait par paliers successifs du S.W. vers le N.E. : le premier vers Vågå et Lesja, le second au niveau de la Driva et du bassin d'Orkla ; un troisième palier moins marqué se trouverait au nord du fjord de Trondheim. Les directions axiales des plis oscillent en plongeant vers l'E.NE ou l'E. SE.

Il existe enfin une remontée axiale exhumant des gneiss précambriens calédonisés dans la région de Lierne-Namsos. La dépression de Trondheim en forme d'auge n'est pas un "synclinal ordinaire" mais le résultat de "l'encapuchonnement des différents éléments tectoniques superposés" le complexe charrié métamorphique de la Gula s'élève en l'air en forme de belle auge périclinale". Malheureusement Wegmann donne peu d'arguments permettant de mettre en évidence ce lambeau de recouvrement. Il précise toutefois qu'il n'est possible de l'étudier efficacement qu'à ses extrémités. Le secteur étudié dans ce mémoire, situé à l'extrémité S.W. du bassin de Trondheim, constitue donc selon Wegmann un secteur-clef.

3) ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DE T. STRAND (1951).

Cette étude est centrée autour du lac Vågå et s'étend vers le Nord jusqu'à Dovre. La partie Sud du secteur que nous avons étudié, reprend partiellement la zone Nord de T. Strand (fig.6).

Ces travaux importants menés dans une région géologiquement très complexe, sont axés principalement sur une étude assez complète de la lithostratigraphie et de la pétrographie des formations éocambriennes et cambrosiluriennes métamorphiques.

La carte géologique montre les relations existant entre le complexe des nappes du Jotunheim au Sud-Ouest, "le champ sparagmitique" des Rondane à l'Est, le complexe des gneiss de l'W. au Nord-Ouest et les faciès cambrosiluriens du bassin de Trondheim au Nord.

Pour T. Strand, les faciès cambrosiluriens métamorphiques de la nappe d'Otta reposent par un contact anormal évident sur la série des phyllites cambrosiluriennes autochtones. L'auteur propose d'employer le terme de nappe d'Otta pour l'ensemble de ces séries charriées en raison de la coupe naturelle NW -SE qu'offre la rivière d'Otta issue du lac Vågå.

La liaison entre la terminaison Sud-Ouest de la nappe de Trondheim et la nappe d'Otta se ferait au niveau du lac Vågå lorsque le bombardement de Lomskollen s'ennoye vers l'E-S.E.

Pour l'étude détaillée de la lithostratigraphie de la nappe d'Otta T. Strand reprend les données que publia Gjelsvik en 1946. Pour Gjelsvik la base structurale stratigraphique de la nappe est constituée par un ensemble rocheux varié souvent mylonitisé : le complexe de Rudihø dont Goldschmidt (1916) rattachait les formations gabbroïques et anarhositiques à celles du complexe de Jotunheim.

Ce complexe est surmonté par la série de Heidal attribuée au Cambrien. Un conglomérat contenant des galets du complexe de Rudihø forme la base de la sédimentation eugéosynclinale cambro-ordovicienne. La série de Heidal est constituée essentiellement de quartzites micacés et micaschistes à grenats.

Le groupe de Svartkampen qui surmonte le groupe d'Heidal est constitué de sédiments très épais d'origine volcano-détritique, acides et basiques avec des amphibolites massives (métabasaltes). Ce groupe comporte des faciès identiques à ceux du groupe de Støren. Il est surmonté au sommet par un conglomérat de roches vertes, puis par un conglomérat à galets de

serpentine. Ce dernier a livré une faune déterminée par Hedström (1930) et Yochelson (1963) datant de l'Arenig terminal (milieu de l'Ordovicien).

Les micaschistes gris à débit en dalles dits "micaschistes de Sel" constituent l'horizon stratigraphique supérieur de la nappe d'Otta.

Dans son ouvrage synthétique sur les "Calédonides norvégiennes" rédigé en collaboration avec O. Kulling, T. Strand précise qu'il replace le conglomérat de Skardshøi au sommet du groupe des roches vertes comme équivalent du conglomérat de roches vertes : les faciès cambro-ordoviciens de la nappe d'Otta, et ceux de la terminaison Sud du vaste synclinorium de Trondheim sont donc identiques pour Strand.

Nous serons conduits à revenir en détail sur la succession stratigraphique proposée par T. Strand, qui constitue pour nous la référence majeure de nos investigations lithostratigraphiques.

Le même auteur propose ensuite une hypothèse concernant la structure de la nappe d'Otta et son prolongement Nord dans la nappe de Trondheim :

La structure la plus apparente consiste en une alternance de vastes anticlinaux et synclinaux affectant non seulement la nappe de "Trondheim - Otta" mais également les unités sous jacentes.

L'auteur conclut à l'existence d'une phase de plissement tardive intense affectant à la fois le socle gneissique et ses couvertures para-autochtones et allochtones.

La direction des axes de ce plissement est W.-N.W. ; les plans axiaux de ces plis sont souvent verticaux ou légèrement déversés vers le S.W. Une autre phase de plissement, antérieure à la précédente, a produit une série de plis couchés dont les flancs inverses seraient laminés. Ces plis dont l'axe plonge vers le N.-N.E. sont déversés vers le Sud-Est.

Des surfaces de glissement tectonique sont très fréquentes dans les roches vertes et le conglomérat à galets de serpentine. Les surfaces de charriages ont la particularité de faire reposer des séries de degré métamorphique plus élevé sur des séries de degré métamorphique plus faible.

Dans le chapitre consacré à l'étude tectonique, nous développerons ce qui nous a paru justifié ou discutable dans le schéma structural proposé par T. Strand qui fut pour nous matière à comparaison et réflexion.

4) LES DONNEES RECENTES APORTEES PAR LES GEOLOGUES DE LA COMPAGNIE MINIERE FOLLDALVERK.

Ces études menées d'abord par H. Heim (1967) et R. Kleine-Hering (1969) furent complétées par les géologues de la RCP 193 du CNRS : P. Mossou et G. Quesnel (1970), C. Berthomier et J. Maillot (1971) puis J.M. Quenardel (1972).

Ces travaux ont permis de reconnaître le bord Sud de la nappe de Trondheim au contact du champ sparagmitique des Rondane. Le domaine reconnu s'étend depuis Alvdal à l'Est jusqu'au S.W. de la région de Folldal.

- a) L'essentiel du "Diplomarbeit" de M.H. Heim est consacré à l'étude très fine de la lithostratigraphie du Sud du complexe de Trondheim (au Sud de Folldal) et des faciès rencontrés sous le contact de base de la nappe de Trondheim.

La succession lithostratigraphique s'établit comme suit :

| | |
|---|---|
| - GROUPE DE HOVIN SUPERIEUR (Ordovicien supérieur) | <ul style="list-style-type: none">• Série des schistes cristallins de Storhø supérieur |
| - GROUPE DE HOVIN INFERIEUR (Ordovicien Moyen) | <ul style="list-style-type: none">• Série des schistes cristallins de Storhø inférieur |
| - GROUPE DE STØREN (Ordovicien Inférieur) | <ul style="list-style-type: none">• Série des "schistes verts" supérieure• Série de Storbaekke (micaschistes)• Série de Svendsbaekk• Série des "schistes verts" inférieure |
| - GROUPE DE RØROS (essentiellement Cambrien) | <ul style="list-style-type: none">• Série du conglomérat de Grimsa• Série de quartzite "schistes verts" et phyllades• Série de gneiss rubanés et de micaschistes |
| - GROUPE DE LA SPARAGMITE (Eocambrien) | <ul style="list-style-type: none">• Série de transition• Sparagmite s.s. |

L'étude structurale est peu développée et la carte accompagnant ce mémoire reste peu évocatrice à ce sujet.

- b) R. Kleine Hering a étudié la zone la plus orientale. Son étude stratigraphique fait apparaître une série complexe de micaschistes et de quartzites que l'auteur rapporte au groupe de Røros ancien. Cette série appartiendrait stratigraphiquement à la nappe de Trondheim, mais un contact tectonique tangentiel l'isole de celle-ci.

La succession lithostratigraphique s'établit ainsi :

| | |
|---|---|
| - GROUPE DE HOVIN SUPERIEUR (Ordovicien supérieur) | <ul style="list-style-type: none">• Série supérieure de Naustervola (phyllades rubannées) |
| - GROUPE DE HOVIN INFÉRIEUR (Ordovicien moyen) | <ul style="list-style-type: none">• Série inférieure de Naustervola (Phyllades) |
| - GROUPE DE STØREN (Ordovicien inférieur) | <ul style="list-style-type: none">• Série de transition (micaschistes à amphiboles)• Série supérieure de Veslea (gneiss albitiques, roches vertes ...)• Série inférieure de Veslea |
| - GROUPE DE RØROS (Cambrien) | <ul style="list-style-type: none">• Série de Aarleite (micaschistes)• Série de Brekkebekk (conglomérat- "schistes verts")• Série de Brandvoll (quartzites)• Série de Steen (micaschistes) |
| - GROUPE DE RØROS (Ancien) | <ul style="list-style-type: none">• Quartzites• Série de Tronsvangen (micaschistes sombres)• Série de Storbekk (micaschistes verts)• Série de Kvernbekken (micaschistes quartzitiques)• Série de Bangsberg (gneiss) |

| | |
|--------------|--------------|
| - EOCAMBRIEN | • Sparagmite |
|--------------|--------------|

La structure des séries cambro-siluriennes reconnue par R. Kleine Hering est un synclinorium d'axe N.NE - SW., faiblement déversé vers le SW., et tronqué par le contact tangentiel situé au sommet du groupe de Røros ancien.

Il faut remarquer que l'auteur utilise encore la terminologie groupe de Røros pour désigner le groupe de la Gula et "Røros ancien" pour la série mésozonale constituant la retombée Est de "l'éventail" du Trondheim.

- c) P. Mosson et Quesnel G. (1970) ont étudié un secteur situé au S.W. de celui de R. Kleine Hering.. G. Quesnel propose une échelle stratigraphique dont le terme le plus élevé serait d'âge ordovicien supérieur (groupe de Hovin). La présence de niveaux repères tels que des marbres et conglomérat permet une meilleure approche stratigraphique.

G. Quesnel tenant compte de l'interprétation tectonique de P. Mosson subdivise la série lithologique observée en deux complexe (cf. tableau suivant) :

. Le complexe inférieur (Cambrien ?) comprendrait une partie des faciès du groupe de Røros ancien de R. Kleine-Hering.

. Le complexe supérieur est constitué par la partie terminale du groupe des micaschistes de la Gula puis des séries locales équivalentes du groupe de Støren et Hovin.

| | | |
|---|--------------------|--|
| - GROUPE DE HOVIN SUPERIEUR (Ordovicien supérieur) | Complexe supérieur | <ul style="list-style-type: none"> • Série de Nausterdalen (micaschistes) |
| - GROUPE DE HOVIN INFÉRIEUR (Ordovicien moyen) | | <ul style="list-style-type: none"> • Série supérieure de la Folla (micaschistes) • Série moyenne de la Folla (micaschistes) • Série inférieure (micaschistes) |
| - GROUPE DE STØREN (Ordovicien inférieur) | | <ul style="list-style-type: none"> • Série du Lomnes Vola (amphibolites) • Série supérieure de l'Einunna (micaschistes à amphibole) • Série inférieure de l'Einunna |
| - GROUPE DE L'EINUNNFJELLET "RØROS" (Cambrien) | Complexe inférieur | <ul style="list-style-type: none"> • Micaschistes quartziques • Quartzites micacés • Schistes graphiteux • Quartzites de l'Einunnvarden |

La structure majeure du secteur est constituée par l'anticlinal de l'Einnunfjell, qui peut-être comparé d'un point de vue dynamique à "un socle" dont le bombement et les cassures entraîneraient des décollements et écailles dans le complexe supérieur assimilé à une "couverture".

L'évolution tectonique est en fait réduite au serrage des unités du bassin de Trondheim contre le "champ" sparagmitique des Rondane.

- d) Les travaux de J.M. Quenardel (1972) portent sur un secteur situé au Nord de celui de Mosson et Quesnel, limité au S.E. par le lac Savalen.

L'auteur distingue deux ensembles lithostratigraphiques :

. L'ensemble occidental constitué essentiellement de micaschistes à grenats montrant de nombreux niveaux repères (amphibolite, niveau de marbre et un conglomérat polygénique) un faciès de micaschistes à grenat contenant disthène et staurotide, constitue également un terme remarquable de cet ensemble.

. L'ensemble oriental composé de faciès identiques à ceux étudiés par Mossen et Quesnel, comme le résume le tableau qui suit :

| | | |
|---|-------------------------------|---|
| - GROUPE DE HOVIN INFÉRIEUR (Ordovicien moyen) | GROUPE DE RØDALSHØA | <ul style="list-style-type: none">Formation du Rødalskvølve (micaschistes fins carbonatés)Formation du Sandvikkletten (micaschistes et amphibolites) |
| - GROUPE DE STØREN (ordovicien inf.) | GROUPE DE LOMNESSVOLA | <ul style="list-style-type: none">Amphibolites et métakératophyres |
| - GROUPE DE GULA (Cambrien ?) | GROUPE DE L'EINUNNFJELL | <ul style="list-style-type: none">Formation de l'Einunna (micaschistes à grenat)Formation d'Einunnfoss (Quartzites sériciteux) |

D'un point de vue structural, l'ensemble occidental se présente comme une vaste structure monoclinale affectée de plis hectométriques reposant en contact anormal sur l'ensemble oriental ; celui-ci constitué par la terminaison périclinale de l'Einnunfjell s'ennoie rapidement vers le Nord avec chevauchement limité du groupe des roches vertes vers le S.-SE.

L'étude microstructurale a permis de confirmer l'existence de trois phases de plissement accompagnées de phases de cristallisation métamorphique. L'auteur fait remarquer le caractère incertain des contacts stratigraphiques dans le groupe des micaschistes de la Gula : des levés de détails tendraient à montrer leur nature tectonique.

- e) C. Berthomier et J. Maillet (1971) étudient un secteur situé à l'Ouest du terrain de J.M. Quenardel et au Nord de celui de H. Heim. La lithostratigraphie présentée est exclusivement limitée au groupe des micaschistes de la Gula. Ce sont généralement des micaschistes quartzitiques et quartzo-micacés devenant carbonatés dans des termes stratigraphiquement supérieurs. Les auteurs signalent un affleurement unique d'un marbre surmonté par un conglomérat polygénique. La lithostratigraphie est résumée dans le tableau suivant :

- GROUPE DE GULA
(Cambrien ?)

- Formation de la Saga
(micaschistes quartzitiques à grenat)
- Formation du Klemetkletten
(micaschistes à grands cristaux d'amphibole)
- Formation du Marsjøh-Gia
(micaschistes à amphibole)
- Formation du Melkampen
(micaschistes conglomératiques)
- Formation du Fondin
(quartzites micacés)
- Formation de l'Elgsjøtangen
(micaschistes et quartzites verts)

Une étude approfondie du massif éruptif occupant le centre du secteur a révélé l'existence de deux magmas ayant donné naissance l'un à un gabbro, l'autre à des diorites quartziques. La mise en place des gabbros étant antérieure à l'intrusion granodioritique.

La datation géochronologique des diorites quartziques donne un âge ordovicien moyen (446 M.A.).

L'étude du métamorphisme montre que les paragenèses observées ont pris naissance dans l'épizone ; localement elles peuvent atteindre la mésozone.

L'étude structurale précise que le massif éruptif dont les bordures ont été laminées, est étiré dans le sens général des structures (N.E.-S.W.). Il occupe le cœur d'une structure anticlinale dont les flancs Ouest et Est sont limités par des contacts tectoniques faisant se chevaucher les unités d' W. en E.

La structure synclinoriale de l'unité orientale comporte le niveau de marbre et de conglomérat polygénique dans sa partie basale.

3) LES ETUDES DE L'EQUIPE AMERICAINE : SCOTT ET WHEELER.

Ces travaux s'étendent de la vallée de la Driva au Nord jusqu'à la vallée de la Jora au Sud, le long de la bordure occidentale de la nappe de Trondheim.

Auparavant, G. Muret proposait en 1960 une esquisse à grande échelle de la région s'étendant de Oppdal à Vågå jusqu'au fjord du Romsdal : la culmination gneissique du Romsdal est constituée stratigraphiquement de trois séries : une série cambro-silurienne (micaschisteuse), une série éocambrienne (quartzitique), une série gneissique précambrienne. Ces trois séries sont affectées par l'orogenèse calédonienne.

La structure actuelle résulte d'un empilement de plis penniques à noyau gneissique. Ces plis d'axes E.W. déversés vers le Sud ont été repris postérieurement par des plis N.NE-S.SW., produisant des invaginations des séries supérieures Cambrosiluriennes dans la masse gneissique.

Le soulèvement de l'ensemble détermine l'aspect actuel de la bordure W. du synclinorium de Trondheim.

Les travaux non publiés de L. Wheeler ainsi que ceux de W. Scott confirment cette structure de style pennique déformée tardivement. Les auteurs font apparaître un contact tectonique tangentiel qui tronque toutes les structures depuis la vallée de la Jora jusqu'au Langvatn vers le Nord ; au Sud ce contact plonge faiblement vers l'Est. Le champ sparagmitique du Snøhetta paraît ainsi limité par ce contact cisaillant.

W. Scott confirme l'identité de faciès métasédimentaires et métavolcaniques qui occupent le cœur d'un synforme pincé dans les gneiss précambriens calédonisés, avec des faciès de la nappe de Trondheim.

L'auteur avance que les groupes des micaschistes de la Gula, des roches vertes de Støren et du Hovin sont les équivalents des faciès du "Sjongseter Group".

Nous tenions à développer rapidement les travaux récents effectués sur les bordures méridionale et occidentale du bassin de Trondheim car nous discuterons les hypothèses tectoniques et lithostratigraphiques formulées par les différents auteurs au cours des chapitres de ce mémoire consacrés à l'étude structurale et lithostratigraphique de la région de Dombås.

III - CONCLUSION

Nous avons rappelé brièvement les trois grandes interprétations mégastucturales de la nappe de Trondheim.

1 - Une structure synclinoriale : aujourd'hui cette idée n'est défendue que par quelques auteurs dont T. Strand.

2 - Une structure anticlinoriale en faveur auprès de la majorité des auteurs surtout depuis le début du siècle et dont nous dirons qu'elle fut affirmée durant l'offensive contre les grands charriages.

3 - L'allochtonie des micaschistes centraux proposée par Wegmann (1925) intervint durant cette période : Cette 3ème hypothèse a été délaissée par les auteurs scandinaves alors qu'elle répondait aux problèmes mégatectoniques posés par un modèle synclinorial.

L'infirmination ou la confirmation de ces hypothèses suppose une étude lithostratigraphique minutieuse et des levés cartographiques précis. L'affrontement entre les deux propositions initiales (synclinal ou anticlinal) n'a conduit selon le mot de M. Gignoux qu'à "remplir de stratigraphie les cadres vides que nous fournissait la tectonique".

C'est dans cet esprit de recherche de la précision que les différents travaux ont été menés dans le Sud du Bassin de Trondheim. Un des résultats important est la confirmation de la structure en nappe du second genre du complexe de Trondheim. L'inventaire lithologique détaillé de ce complexe permet progressivement d'en débrouiller la tectonique interne.

En ce sens il est primordial d'obtenir une lithostratigraphie précise des micaschistes de la Gula qui jusqu'à ces dernières années ont été oubliés des géologues scandinaves. L'objet de l'étude entreprise consiste donc à défricher ou préciser la lithostratigraphie de la terminaison S.W. du complexe de Trondheim et d'en tracer les limites méridionales et occidentales : le tout sera replacé dans le cadre régional des études déjà entreprises.

Les hypothèses mégastucturales seront discutées dans la mesure où le secteur étudié représente selon E. Wegmann une des régions-clef dans l'étude structurale de la chaîne calédonienne.

E T U D E L I T H O S T R A T I G R A P H I Q U E D E S
D I V E R S E S F O R M A T I O N S

AVANT PROPOS

Ce travail porte essentiellement sur l'étude des caractères lithologiques des terrains métamorphisés au cours de l'orogénèse calédonienne afin d'en dégager une échelle lithostratigraphique cohérente.

Une partie de l'étude sera toutefois consacrée aux terrains sédimentaires d'âge exclusivement quaternaire, qui représentent l'épandage fini-glaciaire associé aux phénomènes annexes de sédimentation fluvio-glaciaire, et lacustre. Nous en présentons une carte géologique personnelle, sans doute très imparfaite pour des spécialistes.

Lors de la description lithologique des terrains métamorphiques de la région de Dombås-Lesja, nous utiliserons le code de nomenclature stratigraphique proposé par G. Henningsmoen (1960), et adopté par le service géologique norvégien. Ce code classe ainsi les ensembles lithologiques :

• Le complexe représente un ensemble lithologique à valeur régional, par exemple nous parlerons de "Complexe de Trondheim".

• Le groupe comprend des formations qui sont elles-mêmes subdivisées en termes ou membres.

Les noms affectés à ces différentes unités, sont généralement ceux qui correspondent au lieu où elles sont le mieux représentées ; en outre les auteurs scandinaves s'efforcent d'utiliser des noms dont la prononciation et l'orthographe sont aisées.

Etant donné la monotonie fréquente des séquences lithologiques dans les micaschistes, à l'échelle hectométrique ou kilométrique, il est souvent difficile d'en fixer les limites précises. Les faciès les plus variés peuvent coexister ou se succéder très rapidement sur de faibles épaisseurs, seule leur fréquence relative nous a permis de les individualiser en

une formation. Le membre ou le terme est généralement représenté par le faciès élémentaire le plus original ou le mieux développé.

Lors des descriptions qui vont suivre, le détail sera sans doute fastidieux pour le lecteur, comme il le fut pour les auteurs ; nous avons tenu à utiliser une terminologie descriptive tant pour les affleurements que pour les minéraux, afin de rester le plus près possible des conditions de l'observation de terrain. Les admirables descriptions de K.O. Bjorlykke (1905) sont toujours pour nous des modèles. Nous tenions également à éviter les imprécisions et les équivoques d'une terminologie génétique.

L'inventaire minéralogique, associé aux caractères lithologiques, observés tant sur le terrain que sur les échantillons, nous a conduit à retrouver le sédiment sous le voile du métamorphisme. Nous souhaitons surtout que toutes les informations recueillies dans ce mémoire puissent être utilisées par ceux qui auront à préciser ou à synthétiser la lithostratigraphie de la nappe de Trondheim.

REMARQUE :

La faible densité des affleurements, les effets superposés de la tectonique calédonienne, ne nous ont pas permis de préciser l'épaisseur des différents groupes lithologiques ; nous donnerons parfois la largeur des affleurements ou, lorsque nous auront pu bénéficier de bonnes coupes, une évaluation très approximative de ces épaisseurs.

I - ETUDE DU QUATERNaire

A) INTRODUCTION

L'étude géologique des formations anciennes de Scandinavie est très étroitement subordonnée aux effets des phénomènes plus récents. Les mouvements épilogéniques tardifs (tertiaires et quaternaires), l'action érosive des glaciers quaternaires et les réajustements isostasiques concomitants et postérieurs à ces glaciations ont rajeuni les reliefs de la vieille chaîne calédonienne scandinave : culminant à 2500 m (massif du Jotunheimen), elle est entaillée de profondes vallées (Gudbrandsdal 600 m).

Mais au décapage des roches par les glaciers est nécessairement lié l'épandage des produits d'érosion. Les glaciers quaternaires sont donc une arme à double tranchant pour le géologue étudiant la chaîne calédonienne : ils ont créé d'excellents affleurements favorables à l'étude pétrographique mais ils sont discontinus, noyés dans les formations de comblement ; ceci rend les interprétations tectoniques souvent difficiles et hasardeuses.

Dans le secteur que nous avons étudié, les formations quaternaires sont abondantes et variées. De plus, nous avons eu la chance de rencontrer une équipe de géologues "quaternaristes" de l'Université de Bergen, qui nous ont initiés à leur géologie "sans marteau". C'est pourquoi il nous paraît indispensable de décrire brièvement ce que nous avons observé, et d'essayer de montrer comment ce qui paraissait un obstacle à notre étude est devenu un centre d'intérêt.

Cependant la description et l'explication de certains phénomènes quaternaires ne seront pas celles de spécialistes : elles seront peut-être parfois incomplètes ou simplifiées. Mais l'étude géologique de notre secteur nous paraîtrait inachevée si nous en ignorions l'histoire récente.

Dans ce chapitre nous allons donc étudier en premier lieu les phénomènes glaciaires et post-glaciaires, puis nous décrirons succinctement quelques phénomènes actuels ou subactuels particuliers à ces régions de climat froid.

B) LES PHENOMENES GLACIAIRES ET POST-GLACIAIRES

Les phénomènes glaciaires et post-glaciaires que nous avons observés sont de deux types : d'une part, l'action mécanique des glaciers et ses effets, d'autre part, les phénomènes de remblai ; nous étudierons également la nature de diverses formations épandues.

1^o) ACTION MECANIQUE DES GLACIERS

a) Modelage des reliefs à l'échelle régionale

Les paysages de Norvège sont caractéristiques des régions érodées par les glaciers. La morphologie de notre secteur se résume en un vaste plateau le "fjell" aux reliefs mous, entaillé par une large vallée au profil en U : le Gudbrandsdal où coule la Lågen. Quelques gorges profondes rompent la monotonie du plateau : Jora, Skjerva, Jondal, Grøna.

La vallée en auge du Gudbrandsdal atteint 4 à 5 km de large au Nord de notre secteur dans la région de Lesja. Le fond est comblé par des sédiments fluvio-glaciaires. Les flancs sont cocommatés par des moraines. Des études récentes ont montré que cette vallée existait probablement déjà au Tertiaire en tant que vallée fluviale ; elle serait née après le soulèvement de la péninsule scandinave durant le Tertiaire (1) et aurait été élargie et approfondie par les glaciers quaternaires.

Dans la région qui nous intéresse, la morphologie relativement plate du fjell et la rareté des vallées en auge, indiquent un recouvrement par un inlandsis ou calotte glaciaire qui a totalement ennoyé la topographie initiale : la glace, peu mobile, a estompé les reliefs sans en créer de nouveaux.

(1) Communication orale de E. Lie, Université de Bergen (1971).

L'abondance de petits lacs et marécages, l'absence de drainage net au centre du fjell sont également les indices d'un recouvrement total par la glace.

b) Effets de l'érosion glaciaire à l'échelle de l'affleurement : polis glaciaires et stries

Sur le fjell les affleurements sont épars et discontinus, noyés dans les moraines. Nous estimons à environ 15 à 20 % la surface de fjell où affleure la roche en place. La densité des affleurements est encore moindre dans la vallée.

Les affleurements se présentent en général sous forme de "polis glaciaires" plurimétriques : ce sont des surfaces presque planes mollement ondulées, aux angles émoussés, portant généralement des stries. (Notons que ces polis glaciaires posent de sérieux problèmes d'échantillonage qui ne se résolvent qu'avec un burin et beaucoup de patience !).

Sur ces polis glaciaires, les stries ont été produites par des blocs et cailloutis encaissés dans la glace, qui ont raclé la roche lors de l'écoulement du glacier. Mais durant ce mouvement, les éléments inclus dans la glace peuvent tourner ou se déplacer latéralement. Il faut donc avoir recours au traitement statistique de toutes les directions pour déterminer la direction d'écoulement d'un glacier.

D'autre part, en Scandinavie, durant le Quaternaire, il y a eu alternance de périodes d'intense développement glaciaire et de récession. Pour chaque période glaciaire, les directions d'écoulement des glaces variaient. Il est parfois possible de déterminer l'âge relatif de deux stries qui se croisent : en théorie une strie plus récente recoupe les anciennes. Mais cette règle est aléatoire et dépend essentiellement de la profondeur relative des deux entailles.

Tous ces faits rendent très complexe le déchiffrage des stries sur les polis glaciaires même avec l'aide de la statistique. Les informations obtenues sont de plus en plus incertaines pour les phases les plus anciennes de glaciation.

Dans notre secteur, la chronologie relative des différents épisodes glaciaires qui se sont succédés, est la suivante :

. L'épisode le plus ancien identifiable est un épisode dit " de glaciers de vallées" , c'est à dire de glaciers de haute montagne émettant des langues qui s'écoulaient le long des vallées existantes. La direction d'écoulement de la glace est donc dépendante de la topographie et les stries sont parallèles aux lignes de plus grande pente existant alors : par exemple parallèlement aux flancs du Gudbrandsdal qui existait alors.

. La glaciation se généralise, la surface occupée par la glace croît jusqu'au recouvrement total : c'est la période d'inlandsis pendant laquelle les mouvements de la glace sont indépendants de la topographie : les stries correspondantes ont des directions très dispersées. En Norvège centrale, une querelle oppose les géologues aux botanistes au sujet de cette calotte glaciaire : en effet, ceux-ci pensent qu'un petit nombre de sommets ont été épargnés par le recouvrement total par la glace, permettant ainsi la survivance de certaines plantes (ces zones sont appelées Nunataks). Il s'agit essentiellement de quelques espèces qui n'existent qu'en Laponie et dans le Jotunheimen, par exemple le Rhododendron laponica, Campanula uniflora ou Pinguicula alpina. De leur côté, en Norvège centrale, les géologues n'ont encore trouvé aucun indice confirmant cette hypothèse.

. Puis la glace de la calotte a fondu partiellement, donnant naissance à la troisième période principale de glaciation : une nouvelle période de " glaciers de vallées" . Les directions de stries correspondant à cette période varient du N.W au N.E.(1) (voir carte). Les langues glaciaires s'écoulaient en étoile à

(1) Arne Tolland NGU 223, 1964. Ice movement in Kjölen area.

partir du massif du "Jotunheimen" situé au S.W. de notre secteur. Il faut noter que les stries ne donnent que les directions d'écoulement des glaciers ; le sens de cet écoulement est déduit des reliefs supposés existants pendant la glaciation. L'hypothèse de l'étoile de glaciers descendant du Jotunheimen est étayée d'autre part par la nature et la répartition des blocs erratiques laissés par ces glaciers.

Nous avons pu vérifier cette chronologie en observant les stries situées sur les polis glaciaires de Dombås-Gard au centre de l'agglomération de Dombås (cf. carte), ainsi qu'à Høgsoetri (rive droite de la Lægen, à l'W. de Dombås).

Mais cette chronologie des différents épisodes glaciaires du Quaternaire en Scandinavie n'est que relative. En effet, contrairement au Danemark et à l'Allemagne ou bien aux régions alpines, aucune stratigraphie précise et complète des diverses périodes n'a pu être établie. En Norvège centrale et plus particulièrement dans notre secteur, les seuls sédiments datés trouvés dans le Gudbrandsdal appartiennent à la dernière phase de glaciation ; contemporaine du Würm des Alpes, soit de -50.000 ans (1). Aucun autre sédiment glaciaire plus ancien n'a pu être identifié et daté.

Mais l'araison des roches par les glaciers implique nécessairement l'épandage des formations détritiques morainiques et fluvio-glaciaires.

2º) LES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Les dépôts quaternaires rencontrés sur notre terrain sont de quatre types. Les deux premiers types sont les produits épandus par les glaciers eux-mêmes : ce sont les moraines et les blocs erratiques. Les autres dépôts ont été transportés par d'autres agents que les glaciers : ce sont les formations fluvio-glaciaires et lacustres.

(1) Communication orale de E. Lie, Bergen, 1971.

c) Les formations fluvio-glaciaires

Les formations fluvio-glaciaires sont la cause du comblement progressif de la vallée du Gudbrandsdal. On y observe deux types principaux de sédiments qui se distinguent l'un de l'autre par la granulométrie des éléments qui les composent.

• Le premier type est constitué par un matériel très fin (argiles et silts) doux au toucher, de couleur blanc-neige, finement varvée. On y observe de nombreuses figures de sédimentation : stratifications obliques, slumps, figures de cryoturbation ...

Au niveau du pont de la Lågen au Sud de Dombås, sur la route de Brenda, nous avons observé une variation latérale de granulométrie indiquant un sens des apports du N. vers le S. (cf. schéma 11). Il existait donc probablement un cours d'eau descendant du Dovrefjell au N. et alimentant l'ancienne Lågen.

• Le second type de formation fluvio-glaciaire occupe en général des altitudes plus élevées que le précédent ; il peut donc être considéré comme plus ancien.

Il s'agit d'un sédiment de granulométrie plus grossière et hétérométrique : dans une matrice constituée par un mélange d'argile et de graviers, on observe des galets dont la taille varie de 5 à 50 cm de diamètre. Cette formation se distingue des moraines de flanc par la morphologie de ses éléments : ils sont roulés et usés, de forme ovoïde ou cylindrique, alors que ceux des moraines, bien que légèrement usés, sont généralement plus anguleux. D'autre part, la présence d'une stratification marquée par une alternance de lits de granulométrie différente permet également de les distinguer des moraines.

Nous avons également observé dans le secteur étudié un type particulier de formation fluvio-glaciaire : l'Esker. Il s'agit d'une sorte de talus long et étroit,

au profil trapézoïdal, composé de dépôts fluvio-glaciaires grossiers à galets. Leurs dimensions sont de 4 à 5 m de hauteur, de 10 à 15 m de large à la base, leur longueur atteint parfois une centaine de mètres selon un tracé irrégulier.

Les eskers sont obtenus par l'alluvionnement des torrents sous-glaciaires. Leur direction moyenne représente celle de l'écoulement du glacier.

Sur le secteur étudié, nous avons pu observer une dizaine d'eskers que l'on peut rattacher à la dernière période de glaciation. Dans le Gudbrandsdal où ils sont plus abondants, ils se divisent en deux types :

• Ceux de la région de Lesja, situés sur le flanc de la vallée, perpendiculairement à celle-ci, correspondent probablement à des langues glaciaires affluents du glacier principal occupant le Gudbrandsdal.

• Les autres, surtout situés au Sud de Dombås, sont parallèles à la vallée et représentent les dépôts sous-glaciaires du glacier principal qui a achevé le creusement du Gudbrandsdal.

d) Les formations lacustres

Sur notre secteur, à la fin de la période glaciaire, il existait de nombreux lacs qui ont laissé des dépôts particuliers à granulométrie très hétérogène.

Le plus important de ceux-ci occupait la rive gauche de la Lågen au niveau de Dombås. Ce lac a pu s'installer grâce à la présence d'un verrou glaciaire qui obstrue le Gudbrandsdal au Sud de l'agglomération de Dombås (cf. carte). Dans une carrière située à l'entrée du camp militaire qui occupe la rive E. de la Grønha à environ 1 km au Nord de la route E 69, nous avons découvert ces formations lacustres. Posés sur des moraines d'ablation, on observe ces dépôts dont la disposition caractéristique d'une sédimentation de lac est la suivante (cf. schéma 12) :

• A la base le "bottom-set", formé de dépôts obliques avec granoclassement très net. Il correspond à la phase de remplissage du fond du lac.

• Au sommet le "top-set", constitué par des sédiments à granulométrie plus fine, à stratification horizontale ; il correspond à la phase terminale de comblement du lac.

L'ensemble de ces sédiments lacustres est recouvert par les dépôts actuels et subactuels de la rivière Jora.

Au niveau de Lesja, le Gudbrandsdal était occupé par un vaste lac qui fut drainé vers 1860 pour étendre les surfaces cultivables.

Une autre zone lacustre importante se situe sensiblement au centre du secteur étudié, approximativement au milieu de la route à péage allant de Lesja à Vågå : le Slådalsvegen. Ces dépôts sont les témoins d'un chapelet de lacs, de direction sensiblement S.W. qui devaient être situés sur une ligne de partage des eaux dans le réseau hydrographique post-glaciaire. Cette ligne fonctionne encore dans sa partie occidentale où elle limite au N. le bassin versant de la Lågen dans la région de Lesja, et au S. celui de la Skjerva.

C) PHENOMENES SUBACTUELS ET ACTUELS

Nous examinerons dans ce chapitre tous les phénomènes qui se sont produits depuis le début de la fonte généralisée des glaciers.

Nous étudierons donc successivement le problème des terrasses anciennes et récentes, puis les manifestations liées aux variations climatiques saisonnières telles que les phénomènes de solifluxion, les sols polygonaux, les dallages nivaux.

1^e) LES TERRASSES

Dans notre secteur, il faut distinguer deux types de terrasses : les terrasses de fonte des glaces et les terrasses fluviales.

a) Les terrasses de fonte des glaces

Constituées essentiellement de moraines grossières, elles se sont formées sous le poids de la glace qui les recouvrait.

Nous avons pu observer de telles terrasses d'une part sur la rive droite de la Lågen entre Lesja et Dombås, entre 650 et 700 m d'altitude, et d'autre part au Sud de Dovre de 560 à 600 m d'altitude.

Sur la terrasse de Lesja, nous avons observé ce que les spécialistes appellent "cattle-topography" ou "dødisgrop" (1) ou encore "grytehull" (2). Il s'agit de sorte d'entonnoirs dont le diamètre peut atteindre 30 m, d'environ 3 à 4 m de profondeur, épars sur la surface plane de la terrasse. Ces structures sont expliquées par des loupes de glace isolées au sein de la moraine, qui ont fondu sur place en provoquant l'effondrement des sédiments sus-jacents. Ces trous furent employés par les premiers chasseurs norvégiens comme pièges naturels à rennes, à élans et à ours ; c'est là l'origine de la méthode de chasse adoptée ensuite par les norvégiens (8^{ème} siècle) qui eurent l'idée de creuser artificiellement des trappes pour piéger les animaux.

b) Les terrasses fluviales anciennes et récentes

Elles sont observables dans le Gudbrandsdal (vallée actuelle de la Lågen) et les vallées de la Skjervå et du Jøndal au Sud du secteur.

(1) "dødisgrop" : du norvégien "dod" = mort, "is" = glace, "grop" = trou.

(2) "Grytehull" : du norvégien "gryte" = marmite, "hull" = creux.

Le Gudbrandsdal : Dans la vallée de la Lagen, on observe deux niveaux de terrasses : une terrasse ancienne à environ 650 m d'altitude et la terrasse subactuelle située à 500 m environ.

Ce surcreusement de la vallée est confirmé d'autre part par la présence, près de Dombås sur la route de Brenda au niveau du verrou glaciaire de Dombås, de marmites d'érosion fossiles situées à 5 m au-dessus du niveau maximal actuel de la Lågen.

Dans le Skjervedal et le Jóndal, la morphologie montre un niveau de terrasses anciennes à une altitude comprise entre 1180 et 1250 m. Ces rivières coulent actuellement dans notre secteur entre 780 et 850 m pour la Jóni et de 1030 à 830 m pour la Skjerva. Ces cours d'eau ont donc creusé leur lit de plus de 400 m depuis le dépôt des terrasses anciennes. Le "rajeunissement" des reliefs est très rapide en Norvège centrale (la gorge du Jóndal, au niveau de l'ancien hameau de Øya, atteint 660 m de profondeur pour une largeur d'environ 600 m au sommet).

2º) PHENOMENES LIES AUX VARIATIONS CLIMATIQUES SAISONNIERES

a) Phénomènes de solifluxion

Nous avons pu observer sur les pentes assez raides des sommets près de Grönsoetrin, des sortes de "nappes" aux contours lobés, de 20 à 30 cm d'épaisseur, recouvertes de végétation rase (cf. schéma 13). Le front de ces "nappes" montre que le sol est gonflé et semble avoir glissé lentement en soulevant progressivement la végétation sans la détruire.

Il s'agit de phénomènes de solifluxion, c'est à dire de l'écoulement très lent du sol sur les pentes sous l'effet de la gravité. Ce phénomène se produit au printemps dans les régions où le gel est permanent en hiver : lors du dégel, le sol saturé d'eau perd sa stabilité et glisse lentement.

Nous avons remarqué que ces phénomènes sont plus fréquents sur les pentes orientées au Nord.

D'autre part, nous avons observé des langues de solifluxion fossiles ayant atteint le bas des pentes et fixées par la végétation.

Dans le secteur étudié, la solifluxion active est surtout localisée dans la partie Nord (massif du Grønhøi de Grønsoetrin). En effet, cette région représente l'extrémité méridionale du massif du Snøhetta qui culmine à 2286 m, domaine de glaciers et de neiges éternelles et qui est le siège d'un microclimat particulièrement froid.

Parfois, sur certaines pentes, nous avons rencontré des recouvrements d'aspect semblable à celui des lobes de solifluxion, mais ils sont sans végétation et entièrement constitués de blocs éboulés dont la taille varie de 10 cm à 1 m.

b) Les buttes gazonnées

Sur la route allant de Dombås à l'église de Lesja par la rive droite de la Lågen, près de la ferme de Bø, les prairies sont occupées par un réseau de petites buttes recouvertes d'herbe, de 20 à 40 cm de hauteur et espacées d'une cinquantaine de centimètres.

Cette structure est caractéristique de régions à enneigement prolongé. L'explication de la formation de ces buttes n'est pas encore claire : elles seraient dues à la fonte partielle de la neige entraînant un degré de saturation en eau plus ou moins grand du sol : les chenaux restent plus longtemps saturés d'eau alors que dans les buttes l'eau s'écoule et s'évapore rapidement. Cette différence d'humidité entraîne des différences de végétation : herbe rase, myrtilles sur les buttes, plantes herbacées dans les chenaux.

c) Sols polygonaux

Dans de rares cas favorables, nous avons pu observer des structures géométriques produites à la surface du sol par un arrangement très particulier des éléments de granulométrie différente. Il s'agit de sols polygonaux dont le plus bel exemple que nous ayons observé est situé au Sud du secteur dans la dépression située entre le Storhammfjell et le Skardshøi. On y observe un réseau régulier de polygones de diamètre métrique, dont la surface est légèrement bombée ; leur centre est constitué d'éléments fins (du millimètre au centimètre) dont la taille croît vers l'extérieur ; la périphérie de ces polygones est constituée par des blocs décimétriques très anguleux entassés de façon anarchique.

L'explication de cette structure est encore très controversée. Toutefois tous les auteurs sont unanimes pour faire intervenir l'alternance régulière de phénomènes de gel et de dégel dans leurs explications. L'hypothèse généralement retenue est la suivante : alors que le sol reste gelé en profondeur, dans la partie superficielle dégelée se produisent des mouvements lents de convection entraînant le tri mécanique des éléments, les plus grossiers étant expulsés vers l'extérieur. Mais cette hypothèse n'explique pas la forme polygonale ni la régularité du réseau qui est très spectaculaire (cf. schéma 13).

d) Les dallages nivals

Dans le lit de certains torrents, par exemple le Tverrai, ou au pied des monts du Kjølen, nous avons observé la disposition systématique à plat de tous les blocs ; ils forment un véritable dallage, l'eau circulant entre les dalles. Ce phénomène est la conséquence d'un enneigement abondant prolongé, les blocs s'orientant sous le poids de la neige. Il faut cependant remarquer que la majorité des roches du secteur présentent une foliation très marquée ; elles ont donc un débit naturel en "dalles" favorisant la formation des dallages nivals.

Nous avons d'autre part observé une formation analogue sur certains sommets : il s'agit de petites terrasses avec des blocs également posés à plat. Ces terrasses sont disposées en petits gradins (10 à 20 cm de hauteur) ; elles ont de 50 cm à 1 m de large et s'anastomosent souvent les unes aux autres. Cette structure est également la conséquence d'un enneigement abondant et prolongé.

D) CONCLUSION

Nous avons essayé de présenter à la fois l'importance et la variété des phénomènes quaternaires qui se sont déroulés dans cette région de Norvège centrale.

Outre son importance dans la géologie et la morphologie du pays, le Quaternaire est d'un grand intérêt économique pour la Norvège. Les produits de l'action glaciaires (moraines, fluvio-glaciaires) sont largement utilisés pour la construction et la réfection des routes ; ils présentent en effet l'avantage d'être présents presque partout, évitant ainsi des transports sur de longues distances.

II - LE COMPLEXE DES GNEISS DE MØRE-ROMSDAL OU COMPLEXE DES GNEISS DE L'OUEST

A) PRESENTATION

A l'Ouest des formations du complexe de l'Andbergshøi, en contact avec le liseré sparagmitique de Lesja et les grandes masses de sparagmites vertes du Velskjervedal, nous trouvons des gneiss oeillés de teinte rose. Ce faciès occupe la région Nord de Lesja (sommet Nosi) ainsi que les crêtes du Kjølen au Sud du Gudbrandsdal, à l'Ouest du terrain étudié.

B) DESCRIPTION

Le complexe est actuellement étudié par N. Santarelli. Nous avons pour le décrire employé le terme "d'orthogneiss acide" proposé par cet auteur pour désigner les gneiss roses affleurant à Lesja. Nous tenons à rappeler également que K.O. Bjorlykke, dès 1905, avait groupé ces gneiss dans une formation qu'il baptisa "granite rouge" de Lesja.

Les arguments en faveur d'une origine magmatique acide sont les suivants :

. La présence de minces bandes gris clair, finement cristallisées, de quelques décimètres qui sont à la fois sécantes sur la foliation des gneiss et replissées avec ceux-ci ; Nous pensons qu'il s'agirait là de filons aplitiques ou de différenciations microgrenues d'un ancien granite transformé en gneiss oeillés durant l'orogénèse calédonienne principalement.

. Des filons basiques de quelques mètres d'épaisseur qui ont été déformés et mis en accord avec la foliation générale des gneiss oeillés dans lesquels ils sont intrusifs. Nous avons effectué une analyse chimique de ces filons d'amphibolite (n° 908).

. Enfin, au Sud du Gudbrandsdal dans la région de Bøsoetri, au sein des gneiss oeillés, nous avons observé une série d'enclaves surmicacées fines et sombres qui présentent des formes oblongues allongées parallèlement à la direction d'étirement des gneiss. Elles sont interprétées comme des enclaves piégées lors de la mise en place des roches plutoniques.

Des observations macroscopiques ont été faites dans ces gneiss oeillés, le long de la route partant du village de Lesja en direction de la vallée de la Jora vers Reindølsoetri au Nord et le lac Aursjøen au N.W. L'orthogneiss montre dans une trame quartzofeldspathique gris rosé, une foliation à biotite très discrète déformée par les yeux feldspathiques.

Du quartz en petits cristaux parfois tabulaires, disposé à la périphérie des porphyroblastes de Feldspath, indique des traces d'un laminage important.

Les faciès leucocrates aplitiques sont très finement grenus, peu foliés et recoupent parfois la foliation des gneiss encaissants. Il n'existe pas de différence minéralogique importante entre les 2 faciès qui diffèrent surtout par la taille du grain. (fig. 14)

Les filons de roches basiques peuvent présenter localement des traces d'une discordance ancienne avec les plans d'étirement des gneiss oeillés encaissants. Cartographiquement ces filons sont concordants avec la foliation générale des gneiss. Ces roches sont des amphibolites de teinte verte à noirâtre, finement foliées, avec de petits lits blanchâtres disposés selon les plans de foliation sur lesquels la biotite est bien développée.

Microscopiquement, nous ne décrirons que le faciès caractéristique des gneiss oeillés. Leur assemblage cristallin est réduit aux espèces minérales suivantes :

• du quartz, du feldspath et du plagioclase, de la biotite verte, de l'épidote (pistachite) et des minéraux accessoires (sphène et minéraux opaques) avec parfois quelques cristaux de chlorite.

La biotite verte forme, avec la pistachite, la foliation discrète visible sur les échantillons macroscopiques ; cette foliation est ondulée et contourne les yeux polycristallins de feldspath. (fig. 17)

La structure oeillée est constituée par un développement de feldspath potassique de type microcline noyant d'anciens cristaux de plagioclase de type oligoclase. Le microcline est parfois le seul constituant des yeux ; il peut coexister alors avec de l'orthose. A la périphérie de

ces cristaux, on observe régulièrement des bourgeonnements d'albite à myrmékite. Des gouttes de quartz peuvent être présentes dans le feldspath potassique néoformé. A la périphérie des yeux, nous avons pu observer un liseré de quartz à extinction roulante très fracturé. (fig. 18)

La chlorite est représentée par quelques individus dont la cristallisation paraît antérieure à celle des myrmékites.

Le sophène, comme dans les faciès du groupe de Velfjell, est en gros cristaux idiomorphes.

Les amphibolites concordantes dans ces gneiss ne présentent pas de particularités minéralogiques. Leur structure est nématoblastique, les amphiboles et la biotite forment des lits mélanocrates, tandis que le plagioclase de type oligoclase andésine constitue des lits clairs millimétriques. Le quartz est très rare et l'épidote est absente de la roche. Les minéraux opaques (illénite) sont en lits parallèles à la foliation. La biotite est relativement abondante, 3 à 5 %, et semble tout comme l'amphibole avoir cristallisé en 2 épisodes successifs. Une analyse chimique de cette roche sera étudiée dans la partie géochimie. (fig. 19)

C) CONCLUSION

Ce que nous avons nommé "complexe des gneiss de l'Ouest" et qui affleure dans le secteur étudié sous forme d'un massif d'orthogneiss acide, fait partie de l'ensemble gneissique qui affleure sur toute la bordure W de la chaîne calédonienne scandinave : il s'agit d'un ensemble métamorphique polyphasé ayant subi l'orogenèse calédonienne. Les études menées actuellement par N. Santarelli permettront d'éclaircir la géologie de ce secteur si peu prospecté parce que très ardu.

III - LE COMPLEXE DES SPARAGMITES

A) INTRODUCTION

Le terme de "sparagmites" a été souvent trop abusivement utilisé et est devenu imprécis ; il inspire de nombreuses réserves aux spécialistes (cf. A. Prost pour l'historique et la discussion de ce terme). Il nous a cependant paru le plus évocateur pour décrire les formations détritiques quartzofeldspathiques à débit en dalles sur lesquelles repose au S.E. et à l'W. le complexe de Trondheim : nous l'avons employé essentiellement dans le sens descriptif que lui donna J. Esmark lorsqu'il le créa en 1829, c'est à dire "un quartzite riche en feldspath et légèrement métamorphique" de couleur claire et à débit en dalles.

B) DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Nous allons décrire maintenant, surtout macroskopiquement, les différents types de roches de notre secteur que nous avons classés dans le complexe sparagmitique, sans en faire l'étude détaillée qui est l'objet des travaux de A. Prost pour le S.E., et N. Santarelli à l'Ouest.

1^o) LES SPARAGMITES DU SUD-OUEST

Nous avons trouvé de telles roches au S.W. du secteur, à 3,5 km au S.W. de Dovre, dans la vallée de Jóndal qui entaille profondément le versant W. du Gudbrandsdal. Elles forment l'extrémité N.W. du "champ sparagmitique" du massif des Rondane qui s'étend vers le S.E., qui est ici chevauché par les amphibolites du groupe de Musadal qui constitue dans notre secteur le bord sud de la nappe de Trondheim. Le contact plonge d'environ 35 à 40° vers le N.NW. Nous l'avons suivi sur le versant N. du Jóndal, depuis le pied de la falaise du Nonshói à l'Est, puis au niveau du hameau de Jón, c'est à dire au confluent avec la rivière Musa ; il se prolonge ensuite vers l'W. sur environ 3 km. Enfin au pied du sommet Hóin, à environ 2,5 km avant le hameau abandonné de Øyas, le contact traverse la vallée et les "sparagmites" obliquent

vers le Sud.

Les roches rencontrées dans le Jóndal, en amont du village de Jón, ont une foliation plongeant vers le N.NW., ce sont des quartzites feldspathiques claires, verdâtres, à débit en dalles provoqué par la présence de fins niveaux micacés. Les dalles ont en moyenne de 2 à 15 cm d'épaisseur. La surface de ces dalles est tapissée de maillettes de micas clairs verdâtres (muscovite ferrifère) ; on y observe une fine linéation de crénulation. A l'intérieur de ces dalles on discerne un rubannement fin, peu distinct, produit par des alternances de lits de couleur légèrement plus claire ou plus sombre. A l'oeil nu, ces roches sont essentiellement constituées de quartz et de porphyroblastes de feldspath ; on y note également de minuscules taches sombres qui sont des grains d'oxyde.

Certaines dalles présentent des replis intrafoliaux isoclinaux. En aval de Jón, sur la route allant de Jón à Dovre, au pied du sommet Nónshófi, c'est à dire très près du contact de base de la nappe de Trondheim, les "sparagmites" sont plus différenciées et sont affectées de nombreux plis plats en fuseau, d'échelle pluridécimétrique à axes subhorizontaux qui rompent la monotonie habituelle du débit en dalles des sparagmites (cf. planche 2c) ; l'enveloppe de la foliation de ces roches est subverticale. Les roches sont très nettement rubanées ; on y observe l'alternance de lits de 2 à 10 cm de deux types principaux :

- des niveaux plus sombres, quartzitiques très fins, micacés. On y distingue deux familles de plans obliques l'un par rapport à l'autre : l'une, foliation ancienne est plissée ; l'autre, une schistosité à micas est subparallèle au plan axial des plis ; on y observe des exemples pédagogiques de "réfraction de schistosité" au contact de lits de nature différente. Le mica est clair, de couleur verdâtre.

- des niveaux plus clairs, blanc grisâtre, massifs à quartz et feldspath (microcline) à gros grains millimétriques. Ces niveaux sont remarquables par l'absence de mica qui entraîne la disparition de la schistosité visible dans les autres lits.

Dispersés dans la roche, avec prédominance dans les lits grossiers massifs, se détachent des cristaux violacés à clivages apparents : ce sont des porphyroclastes de feldspath (microcline) qui semblent être d'origine détritique. Il y existe également de petits cristaux de quartz bleutés identiques à ceux que l'on trouve dans des porphyroïdes. L'origine volcanosédimentaire de ces niveaux est donc très probable.

Dans cette zone, les "sparagmites" plissées sont recoupées par des filons sécants pegmatitiques ; ils contiennent des macrocristaux de quartz et feldspath rose (de taille supérieure à 3 cm de long) ; ils sont caractérisés par la présence de concentrations importantes d'hématite (ou goethite) gris métallique sombre en cristaux plats de taille centimétrique. Ces filons minéralisés sont typiques des formations sparagmitiques et n'ont aucune ressemblance avec les pegmatites rencontrées dans les séries cambrosiluriennes de la nappe de Trondheim.

2º) LES SPARAGMITES DE L'OUEST

Nous les avons observées le plus favorablement dans l'Ouest du secteur, dans la vallée de la Skjerva, immédiatement en amont du confluent avec la Veslskjerva qui coule sensiblement N.S. Elles forment ici une "semelle" entre le "complexe des gneiss de Møre-Romsdal" à l'Ouest, et la nappe de Trondheim à l'Est. Elles constituent une puissante série subverticale de quartzites feldspathiques vert pâle à débit en dalles, plongeant d'environ 80° vers l'E.N.E., et dans lesquelles sont bâties les crêtes N.S. des sommets Skulnebber et Knatlhøin.

Ce sont des quartzites verdâtres à éclat gras, composés essentiellement de quartz et d'un peu de microcline. Des niveaux micacés à muscovite verdâtre produisent dans ces quartzites un débit en dalles très planes de 10 à 30 cm d'épaisseur. Nous avons trouvé en éboulis, au pied du Skulnebber, des dalles où ces quartzites passent à des conglomérats : matrice quartzitique et galets rosés de nature

granitique. Dans certaines dalles, nous avons également pu observer des replis intrafoliaux à axe vertical.

Au fond de la vallée de la Vesleskjerva, au pied du Skulnebber, c'est à dire très près du contact de base de la nappe de Trondheim, en compagnie de N. Santarelli, nous avons trouvé dans les sparagmites un faciès oeillé : ce faciès est le faciès fréquent dans les sparagmites au contact des séries cambro-siluriennes de Trondheim. Il se présente comme un gneiss fin, à matrice verdâtre quartzofeldspathique et porphyroblastes feldspathiques allongés en amandes, de couleur rose (la taille de ces yeux varie de 0,2 à 1 cm.). En lame mince, ces roches ont une structure porphyrolépidoblastique. Le fond de la roche contient environ 50 % de quartz en cristaux très étirés à contours très vagues, et extinction roulante accusée ; on y observe également des cristaux de feldspat : à la fois de microcline et plagioclase de type albite oligoclase ; le mica (environ 20 à 25 %) légèrement verdâtre en lumière naturelle, subuniaxe (muscovite phengitique ?) marque la foliation, ainsi qu'une quantité abondante de minéraux opaques (hématite ?) ; en lame mince, les yeux feldspathiques sont presque toujours monocristallins. Ils sont en général formés par un cristal unique de feldspath potassique de type microcline souvent mé-soperthitique, contenant parfois de véritables cristaux de plagioclase en inclusions. Ces cristaux, d'origine probablement détritique, semblent avoir recristallisé assez tardivement, en même temps ou légèrement postérieurement à la formation de la foliation à mica blanc ; ils sont allongés parallèlement à celle-ci et cependant ils l'oblitèrent légèrement. Ce faciès oeillé des sparagmites jalonne le contact de base de la nappe de Trondheim depuis le lac de Vägå au S., et jusqu'au Gudbrandsdal au N. (fig. 21-22)

Comme le montre la carte de T. Strand (en 1951), reprise par N. Santarelli (1971), cette puissante série quartzitique de direction N.S. se prolonge au S. de la Skjerva

dans la vallée du Gravdal et atteint le lac Vågå où sa direction s'infléchit vers l'E. Dans notre secteur, au fond de la Skjerva, la série sparagmitique orientée N.NW.-S.SE. se poursuit vers le N. parallèlement au Vesleskjevedal sur environ 2 km ; puis, au niveau de la crête Knatlhøin, les sparagmites décrivent une large courbure qui s'invagine vers l'W. dans le complexe gneissique. Dans la concavité de cette courbe, vient se loger le complexe intermédiaire de l'Andbergshøi qui forme la semelle de la nappe de Trondheim dans la partie N.W. du secteur. Dans cette courbe de 2 km d'amplitude, l'épaisseur des sparagmites diminue considérablement (de plusieurs centaines de mètres au S., à une trentaine de mètres au N.). Sur le trajet de cette invagination, nous avons noté la disparition du faciès oeillé des sparagmites, qui ne réapparaît que plus loin, de façon discontinue, au S. et à l'E. du hameau de Bøsøetri où les sparagmites ne forment qu'un mince liseré (30 m) de direction S.W.-N.E.

Dans ce liseré, les sparagmites sont écrasées et présentent un aspect macroscopique différent de celui des quartzites en dalles rencontrées plus au S. Elles ressemblent alors à des micaschistes hololeucocrates à grandes plages de micas clairs gris verdâtre et à feuilletage discontinue, microplissé de façon irrégulière. L'étude géochimique, ainsi que l'étude microscopique de ces "micaschistes clairs" nous ont confirmé une origine "sparagmitique" probable.

En lame mince, on constate que le mica blanc présent dans ce faciès écrasé est comme dans les sparagmites "saines" pseudo uniaxe (muscovite phengitique ?). On observe parfois, entre les lamelles de micas blanc, de fines paillettes de biotite verdâtre ; mais cette biotite ^{est} relativement rare ; la roche contient essentiellement du quartz et du feldspath (plagioclase de type albite et très peu de feldspath potassique). (fig. 23)

Les sparagmites écrasées jalonnent de façon discontinue le contact entre le complexe des gneiss de l'Ouest et le complexe de l'Andbergshøi à l'Est. Sur le versant Nord du Gudbrandsdal, près de Lesja, au lieu dit Bottheim, sur la coupe continue E.W. qu'offre la route E.69, nous n'avons pas observé le liseré sparagmitique entre les gneiss et le complexe de l'Andbergshøi ; nous ne le retrouvons qu'environ 50 m plus au Nord où il est plissé et faillé avec les deux ensembles mitoyens à l'E. et à l'W. Sa largeur ne dépasse pas 5 à 10 m lorsqu'il s'infléchit vers l'W. au niveau du stand de tir de Lesja situé à l'W. du massif de l'Andbergshøi ; il chemine ensuite sur la crête E.W. de Nosi. Cette bande qui se poursuit vers l'W. a été observée dans le secteur situé au N.W., cartographié par Scott (1964).

3^e) LE PROBLEME PARTICULIER DES SPARAGMITES DU COMPLEXE DE SNØHETTA

Au N.W. du secteur, chevauchant le complexe de l'Andbergshøi, on rencontre des quartzites de type sparagmite dans le complexe du Snøhetta cartographié par l'équipe américaine dirigée par R. Wheeler et W. Scott.

Nous les avons observés 10 m au N. des chalets d'alpage de Reindølsoetri (cf. coupe). Il s'agit d'alternances métriques de trois faciès apparentés aux sparagmites, plongeant vers le N.NE : (fig. 26)

- des gneiss fins, verdâtres à porphyroblastes semi-centimétriques, roses de feldspath (c'est à dire proches du faciès oeillé des sparagmites),
- des quartzites rubanés clairs grisâtres à niveaux micacés, contenant des cristaux de biotite décolorée,
- enfin des roches de type finement grenu, de teinte blanc rosé, à micas blanc verdâtre, à cristaux de quartz très étirés ("en tablette"), feldspath altéré, rose et petits grains d'hématite. On peut voir le passage progressif entre

ce faciès leptitique franc et les sparagmites oeillées.

Ces trois faciès sparagmitiques présentent des intercalations de micaschistes à biotite et grenat alternant avec des bancs d'amphibolite, ayant une grande ressemblance avec des faciès cambrosiluriens de la nappe de Trondheim. Ces associations rappellent celles du groupe du Veslfjell dans le complexe de l'Andbergshøi sous-jacent.

Nous ne décrirons pas plus en détail ce complexe de Shøhetta dont nous n'avons reconnu que l'extrême base située à la limite nord du terrain, et dont nous n'avons pas débrouillé totalement les relations avec les autres complexes (Andbergshøi et Trondheim).

4^e) CONCLUSIONS SUR LES CARACTÈRES LITHOLOGIQUES DES SPARAGMITES

Les roches que nous avons classées dans le complexe sparagmitique sont donc essentiellement des quartzites plus ou moins feldspathiques. Certains niveaux pourraient avoir une origine volcanosédimentaire comme semble l'indiquer la présence de quartz bleu dans les formations du Jóndal ou les porphyro-blastes de microcline du faciès oeillé ; d'autres, comme les niveaux, leptitiques que l'on rencontre dans le complexe du Snøhetta ou celui de l'Andbergshøi, pourraient être issus d'arènes de roches granitiques microgrenues.

L'analyse géochimique de 4 échantillons de provenance différente dans le secteur, comparée à celles données par Barth (1938), confirme l'origine arkosique de type épicontinentale franc des faciès quartzitiques des sparagmites.

c) CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Partout où nous les avons observés, ces faciès sparagmitiques étaient en contact accordant mais probablement anormal avec les complexes sus et sous-jacents. A l'Ouest du secteur, les sparagmites forment incontestablement une "nappe"

qui constitue la nouvelle couverture du complexe des gneiss de Møre-Romsdal, parfaitement mise en accord avec la tectonique calédonienne : il s'agit là des phénomènes de substitution de couverture qui furent décrits en Norvège par Wegmann dès 1959 et précisés en 1965 par F. Ellenberger et P. Collomb (Montagne Noire). Nous réexaminerons ce problème lors de l'analyse structurale.

Tous les faciès du secteur que nous avons inclus dans le complexe sparagmitique peuvent être rattachés aux "sparagmites claires" des auteurs. Selon A. Prost (1971), cette formation des "sparagmites claires" est constituée de sédiments éocambriens varégiens de type épicontinentale affectés par le métamorphisme calédonien.

Pour A. Prost, ces "sparagmites claires" ont une nature très voisine de celles des formations varégiennes autochtones (formation de Vangas) connues en fenêtre au S.W. de notre secteur, dans les fenêtres du massif des Rondane. Elles sont constituées de sédiments de type épicontinentale qui se seraient déposés sur une vaste plateforme située à quelques 100 ou 150 km à l'W. et au NW de leur position actuelle. Elles auraient été charriées durant l'orogénèse calédonienne et auraient été substituées à la couverture du socle gneissique. Nous examinerons dans notre chapitre consacré à l'étude du métamorphisme les transformations qu'ont subies ces quartzites pendant l'orogénèse.

En conclusion, nous pouvons dire que les formations quartzo-feldspathiques que nous avons regroupées dans le "complexe sparagmitique" sont la couverture para-autochtone d'âge éocambrien (varégiens) du socle gneissique antécambrien affleurant à l'W. du secteur.

IV - LE COMPLEXE DE L'ANDBERGSHØI

A) PRESENTATION ET DEFINITION

Géographiquement le complexe de l'Andbergshøi forme une bande grossièrement N.NE - S.SW dans la partie occidentale de notre secteur, séparant à l'W. le complexe des gneiss du Møre-Romsdal du complexe de Trondheim à l'E.

Ce complexe bien individualisé sur les plans de la tectonique et du métamorphisme s'encapuchonne au S. dans la formation sparagmitique du Veslsvjervedal. En remontant vers le N., limité à l'W. par un fin liseré de roches rapportées aux sparagmites, il s'infléchit vers l'E. au niveau du défilé creusé par la rivière Lagen, entre les hameaux de Bottheim à l'W. et de Kjøremsgrendi à l'E. Vers le N. du secteur, il constitue le petit massif de l'Andbergshøi en rive gauche de la Lågen, puis s'évase vers le N.W. dans la vallée de la Jora et vers le N. en direction du massif de Snøhetta.

Le terme de complexe employé ici, en référence du code de nomenclature stratigraphique proposé par Henningsmoen (1960) mérite d'être explicité.

Les différents types de roches associés dans ce complexe ont une extension régionale depuis la région de Lesja (secteur étudié) jusqu'au N. de la vallée de la Driva ; ils occupent la zone bordière occidentale de la nappe de Trondheim proprement dite. Au moins dans le secteur N. et W. du Snøhetta jusqu'à Lesja, les équivalences lithostratigraphiques peuvent être établies (travaux de W. Scott et R. Wheeler).

Dans notre secteur, ce complexe occupe une position structurale précise entre le complexe de Trondheim à l'E. et les complexes des gneiss de l'W. et des sparagmites à l'W. Nous l'en avons volontairement donné le nom du lieu où nous l'avons défini, le massif de l'Andbergshøi, pour insister sur

le caractère encore local de cette découverte ; mais nous pensons que les études en cours et à venir sur la bordure occidentale du complexe de Trondheim préciseront l'importance de l'extension de ce complexe "infra-Trondheim".

B) DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

1^e) PRESENTATION

Du point de vue purement lithologique, c'est une série variée et contrastée : les principaux faciès sont représentés dans le petit massif de l'Andbergshøi-Veslfjell. Des affleurements abondants modelés par l'érosion glaciaire ont permis de répartir ces roches en deux groupes :

• le groupe de Veslfjell

Une grande partie des faciès de ce groupe sont situés dans la dépression W.-SW. à NE. dominée par le sommet Andbergshøi (1180 m) au N. Les roches de ce groupe disparaissent presque totalement au S. de la vallée de la Lågen.

Ces faciès, très diversifiés, présentent une forte cristallinité et des analogies certaines avec des faciès des gneiss de l'W. (Møre-Romsdal).

• le groupe de Bottheim

Les roches constituant ce groupe affleurent très bien sur une coupe dégagée par les constructions de la route E.69 et de la voie ferrée parallèle à celle-ci, conduisant de Dombås aux fjords de l'W. via Andalsnes. Les faciès caractéristiques apparaissent entre le hameau de Bottheim et la ferme de Bottheim à l'W. et s'étendent vers l'E. au delà du tunnel de Bottheim.

Le contraste avec le groupe de Veslfjell porte sur la nature des roches, composées en grande majorité d'amphibolites et de micaschistes. Certaines associations lithologiques

constituent de remarquables repères pour la cartographie lorsque les affleurements nous en offrent la possibilité. A la différence du groupe de Veslfjell, le groupe de Bottheim comporte uniquement des métasédiments et des orthoamphibolites à degré de métamorphisme plus élevé que ceux du complexe de Trondheim.

2^e) LE GROUPE DE VESLFJELL

Outre ses caractères pétrographiques particuliers, ce groupe a été marqué par une histoire tectonique fort complexe qui rend sa cartographie délicate.

Les principaux faciès sont, comme nous l'avons déjà signalé en introduction, représentés dans le massif de l'Andbergshøi à l'intérieur d'une structure en synforme, pincée dans le groupe de Bottheim.

La terminaison de cette structure apparaît à 600 m environ à l'W. du tunnel de Bottheim. Quelques affleurements signalent son prolongement probable sur la rive droite de la Lågen au niveau de Bottheim-Soetri situé sur le promontoire N.S. qui sépare la vallée ouverte de Lesja de la dépression de Dombas.

Les différents faciès de ce groupe constituent généralement des îlots ou lames concordantes de roches variées, noyées dans des gneiss à gros yeux ou des roches amphibolitiques.

Trois formations ont été reconnues :

- la formation gneissique (orthogneiss acide, gneiss leptitique, gneiss à amphiboles,

- la formation des quartzites feldspathiques et quartzites à epidotes,

- la formation des gneiss oeillés et gneiss à tendance migmatique.

Nous décrirons ces trois formations sans leur attribuer une position lithostratigraphique déterminée, mais

en précisant simplement leurs analogies ou leur identité avec des faciès connus dans d'autres ensembles.

Il serait illusoire de donner un ordre d'épaisseur pour ces formations, étant donné la nature tectonique plus que probable de leurs contacts ; nous tenterons cependant de préciser, lorsque cela sera possible, l'importance et les dimensions des différentes formations.

a) La formation gneissique

Cette formation contient trois termes qui peuvent être classés selon l'abondance des minéraux mélanocrates et également selon la taille des cristaux des différentes espèces cristallines en présence.

Nous avons reconnu :

. un faciès leucocrate à hololeucocrate beige à beige rosé très finement cristallisé, à peine folié : les gneiss leptitiques ,

. un faciès à tendance mésocrate avec de petits yeux dont la taille varie de 0,5 à 1 cm en moyenne, de teinte beige à rosé : les gneiss oeillés de type orthogneiss acide,

. un faciès mésocrate à mélanocrate parfois rubanné avec de grands cristaux d'amphibole, de biotite et également des yeux blanc rosâtre centimétriques : les gneiss à amphibole ou gneiss granodioritiques.

- Les faciès leucocrates à hololeucocrates

Nous avons rencontré ces faciès en deux endroits, l'un près du tunnel de Bottheim à 200 m à l'W. est réduit à l'affleurement, l'autre est situé au S.W. et à l'E. de Reindølsoetri, petit groupe de chalets d'alpage installés sur la rive gauche de la Jora, au N. de l'Andbergshøi.

La roche est très massive, ou ou pas foliée ; juste à l'E. de Reindølsøetri, les faciès sont franchement rosés avec une patine d'altération météorique brunâtre. La roche paraît très écrasée et affectée de nombreuses petites cassures en tout sens. Des cannelures marquent profondément des surfaces d'exfoliation frustes tapisssées d'un mica blanc à blanc verdâtre.

Des faciès situés plus au S.W. de Reindølsøetri montrent une structure très homogène sans trace de foliation, à peine devine-t-on quelques micas blancs répartis dans des plans donnant à la roche un aspect très finement folié. La teneur en quartz semble plus forte que dans le faciès précédemment décrit.

La minéralogie de ces faciès leucocrates se réduit à quelques espèces cristallines qui sont :

- du quartz en petits grains de 0,02 mm environ à extinction assez franche, le pourcentage de ce minéral est très variable, mais ne dépasse guère 30 % pour les faciès les plus quartzeux,

- du feldspath en porphyroblastes arrondis présentant parfois à la périphérie des traces de recristallisations ; il constitue l'essentiel du fond de la roche. Dans le faciès d'aspect mylonitique, ces feldspaths qui sont du microcline et un peu d'albite, sont cataclasés et groupés en amas de 3 à 4 cristaux cimentés par une fine mouture cristalline. Ces groupements tendent à conférer à la roche un aspect oeillé. La taille de ces amas est de l'ordre de quelques millimètres. En section, ces structures donnent un aspect marbré à la roche qu'il conviendrait de désigner par "blastomylonite",

- les micas blancs de type muscovite sont fusiformes et contournent ces amas feldspathiques. Ce minéral, associé à quelques grains d'épidote de 0,01 mm, dessine une foliation très vague,

- des amas de vermiculites de 0,02 mm sont disposés dans les microcassures qui sillonnent la lame.

Il est possible que des reliques de biotite subsistent dans des cristaux de muscovite, à proximité de la vermiculite.

- Les faciès de gneiss oeillés mésocrates

Sur le terrain, nous avons observé ce faciès sous forme de lames concordantes décamétriques à hectométriques, dans les gneiss à gros yeux. Les meilleurs affleurements sont situés immédiatement au N. du sommet Andbergshöi et à l'W. de celui-ci, sur le petit mamelon Haugan.

La foliation de ces gneiss oeillés est toujours parallèle à la foliation des roches voisines, tant des gneiss à très gros yeux que des faciès du groupe de Bottheim. Les yeux sont étirés parallèlement à la foliation principale. Dans le cas d'une observation favorable sur une section perpendiculaire à celle-ci, on constate que ces yeux, dont le diamètre ne dépasse pas 1 cm, sont arrondis, parfois légèrement aplatis selon un plan perpendiculaire à la foliation, esquissant ainsi une néofoliation. La trame est de teinte grise à gris verdâtre assez sombre.

En lame mince, sur un fond finement cristallisé constitué par du quartz et du feldspath, la biotite pléochroïque (vert foncé selon Ng, vert jaune selon np) est dispersée en une multitude de petites paillettes de 0,01 mm, soulignant approximativement la foliation la plus apparente de la roche. Le feldspath est essentiellement potassique. Il s'agit de petits cristaux de microcline qui sont parfois groupés en agrégats plus ou moins soudés à l'intérieur des yeux. Des cristaux frais non mâclés de taille supérieure, montrent des alignements micropertitiques et peuvent englober les précédents ou bien former des yeux monocrystallins de 5 à 6 mm. Des bourgeonnements d'albite avec myrkékite sont présents à la périphérie des yeux monocrystallins. Le quartz est parfois disposé sur le pourtour

des yeux polycristallins en cristaux aplatis et denticulés à extinction roulante, ceci permet de penser que la roche a subi un écrasement important. La chlorite est rare et constitue le produit d'altération de la biotite. Les minéraux accessoires sont, outre des minéraux opaques, de grands cristaux idiomorphes de 1 à 2 mm de sphène avec un clivage bien marqué ; ceux-ci renferment parfois du quartz, du feldspath, mais surtout des cristaux d'épidote de type pistacite à cœur d'allanite. Des individus d'allanite isolés dans le fond rocheux peuvent atteindre 1 à 2 mm de largeur. (fig. 42)

- Les faciès de gneiss à amphibole et gneiss oeillés mésocrates à mélanocrates

Nous avons observé ces faciès sur le mamelon Haugan à l'W.-SW du sommet Andbergshøi, en contact avec les gneiss précédemment décrits, ainsi que sur la route E.69 qui conduit vers Andalsnes, à 300 m du tunnel ferroviaire de Bottheim, enfin sur l'autre rive de la rivière Lågen, près des quelques chalets de Bottheimsoetri.

Nous avons effectué deux analyses chimiques dans cette formation (échantillons n° 859 et 863) que nous discuterons dans la partie géochimie.

L'affleurement situé sur le massif de l'Andbergshøi nous montre une roche vert noirâtre ayant l'aspect d'une amphibolite grossièrement foliée piquetée de taches gris verdâtre ou blanc rosé. En section sciée, la roche présente une structure "marbrée" sur laquelle il est difficile de reconnaître une structure foliée. Les taches leucocrates s'estompent et se diluent dans une matrice sombre. De même au microscope, la structure initiale de cette roche très altérée est délicate à identifier. (fig. 43)

Le feldspath plagioclase qui compose environ 50 % de la lame est très fortement damouritisé. Les plages intactes de ce minéral sont finement maclées ; leur pourcentage

d'anorthite est de l'ordre de 10 à 30 %. Entre les cristaux jointifs de plagioclase, on note quelques grains de quartz à extinction franche. On observe par endroits des amas d'amphibole en cristaux idiomorphes ; elle constitue avec le plagioclase les deux espèces minérales quantitativement les mieux représentées. L'amphibole, en lumière naturelle, présente un pléochroïsme allant du vert bleuté soutenu à vert jaune. Les prismes trapus sont imbriqués les uns dans les autres et contiennent de nombreuses inclusions charbonneuses. Ils sont en voie d'altération en cristaux de chlorite mimétiques de l'amphibole.

La chlorite forme de belles plages vertes avec inclusions d'oxyde de titane le long des clivages ; ses teintes de biréfringences brun rougeâtre correspondent à ceux d'une prochlorite.

L'épidote, le sphène et quelques minéraux opaques sont accessoires.

Le faciès mésocrate à amphibole observé sur la route E.69 près du tunnel de Bottheim (analyse n° 859) présente une foliation marquée par les minéraux mélanocrates ; de nombreux grenats parsèment un fond leucocrate dans lequel on peut remarquer des porphyroblastes de feldspath.

Sous le microscope, les îlots de minéraux ferromagnésiens se détachent sur un fond essentiellement feldspathique. Les minéraux mélanocrates sont de la biotite, de l'amphibole, quelques rares cristaux de chlorite. La biotite et l'amphibole ont un pléochroïsme très accentué dans les teintes vertes à brunâtres.

La biotite forme des lamelles à pléochroïsme brunâtre à noir selon ng et vert-jaune selon np. Chez cette dernière espèce, le pléochroïsme masque les teintes de biréfringence. L'amphibole est une hornblende à pléochroïsme foncé dans le vert bleu à vert brun. Les cristaux sont trapus poecilitiques à clivages peu apparents.

Biotite et amphibole peuvent être englobés dans du grenat en atolls ou en croissants qui constelle véritablement le fond de la roche. Les trois minéraux forment des structures diablastiques.

L'épidote (de la pistachiste et de l'allanite) se trouve avec le sphène bien cristallisés dans ces îlots mélano-crates. Les minéraux leucocrates sont prépondérants et représentent 60 % de la roche. Le feldspath est composé de feldspath potassique et de plagioclase. Le fond grenu à structure porphyroblastique présente une association microcline et oligoclase avec quelques traînées broyées de ces mêmes minéraux. Le quartz est très rare et paraît avoir cristallisé tardivement, parfois dans des bourgeons d'albite en donnant la structure en myrmékite. Des microcassures ainsi que les macles mécaniques des plagioclases indiquent d'importantes déformations de la roche.

Le faciès mélano-crater rubané à petits yeux de Bottheimsoetri. C'est le seul faciès de la formation gneissique de Velsfjell que nous ayons retrouvé sur la rive droite de la Lagen en face du massif de l'Andbergshöi ; nous avons effectué une analyse chimique composite de ce faciès (n° 863).

Macroscopiquement, la roche est finement foliée, des yeux de feldspath contrastent sur le fond mélano-crater. Des lits plus clairs de quelques centimètres d'épaisseur contiennent des yeux plus petits (de 2 à 3 mm) et en quantité moindre.

Microscopiquement, la composition minéralogique diffère peu de celle du faciès décrit ci-dessus.

Il y a enrichissement en biotite et en chlorite provenant de l'altération de l'amphibole. Les lamelles de mica contournent des yeux feldspathiques composés de plagioclase altéré en séricite et epidote, et autour duquel se développe parfois une auréole d'albite. Des porphyroblastes de microcline contiennent des facules de plagioclase ou de feldspath potassique et des perthites en taches irrégulières.

Le grenat est parfois abondant, mais toujours poecilitique et non altéré. Du sphène, de l'ilménite et de beaux cristaux d'allanite constituent les minéraux accessoires.

L'altération est plus prononcée dans les faciès décrits ci-dessus. Dans les niveaux plus clairs et plus finement cristallisés, la composition minéralogique montre la disparition de l'amphibole et la réduction des porphyroblastes perthitiques. Le fond est composé de grains imbriqués de feldspath plagioclase peu maclé et de quartz en plus grande quantité que dans les faciès décrits précédemment. La biotite est en petits cristaux effilochés, dispersés sur le fond cristallin. La caractéristique minéralogique de ce faciès réside dans la présence de rares reliques de cristaux de pyroxène (diopside) cernées d'un liseré de calcite. Les cristaux zonés d'allanite peuvent dépasser 2 à 3 mm et sont plus abondants que dans les autres faciès décrits.

b) La formation des quartzites feldspathiques

Nous avons regroupé dans cette formation des faciès qui, outre leur nature quartzitique parfois feldspathique, évoquent par leur rubanement régulier (centimétrique à décimétrique) les quartzites feldspathiques du groupe des sparagmites.

L'un de ces faciès, les quartzites feldspathiques roses, peut ressembler macroscopiquement à certains faciès leptitiques mais nous avons trouvé quelques grands cristaux de microcline rose associés à de l'hématite, minéralisation caractéristique des sparagmites. (fig. 40)

L'autre faciès, des quartzites verdâtres à epidote, peut être rapproché des quartzites feldspathiques de type sparagmites. Nous avons pu observer sur le terrain la continuité de ce niveau (un peu à l'W. du contact de la trondhjemite avec le complexe de l'Andbergshøi au niveau de la voie ferrée et de la route conduisant vers Andalsnes), avec un niveau verdi débité par des microcassures et piqueté de petits yeux de

quelques millimètres de feldspath rose. Ce niveau peut être rapporté au faciès œillé observé dans les sparagmites claires du Jøndal et du Vesljkjervedal. Un argument négatif peut témoigner en faveur de son rapprochement avec les sparagmites : la biotite n'a jamais été trouvée dans ce faciès dont le chimisme particulier ne paraît pas en permettre la naissance.

Deux analyses chimiques correspondant aux faciès décrits ont pu être effectuées et seront commentées dans la partie géochimie (n° 906 et n° 862).

- Les quartzites feldspathiques roses

Macroscopiquement un rubanement centimétrique très régulier est mis en évidence par l'altération des niveaux micacés.

On peut reconnaître une hétérométrie dans les grains qui composent le fond de cette roche. On y observe des lits composés exclusivement de quartz recristallisé tardivement. Leur teinte rose ou beige rosé les individualise des autres quartzites du secteur étudié, appartenant au complexe de Trondheim.

En lame mince, le quartz est en grains aplatis imbriqués et forme une sorte de mosaïque. Les cristaux sont tous à extinction roulante. L'hétérométrie est marquée : les plus gros grains atteignent 2 mm et les plus petits 0,02mm. Les lits riches en gros cristaux contiennent des individus arrondis de microcline. Des petites lamelles de séricite ou de muscovite sont dispersées dans le fond et tendent à former de minces lits encadrant des niveaux de granulométrie grossière. (fig. 40)

Quelques individus de feldspath potassique sont groupés et induisent ainsi une structure œillée. Des cristaux d'hématite sont fréquents dans les agrégats feldspathiques. Cette dernière observation confirme la convergence

entre ces quartzites et les sparagmites claires. Toutefois le microcline y est beaucoup moins abondant que dans le faciès caractéristique de sparagmite claire.

- Les quartzites verts à épидote

Macroscopiquement ces quartzites sont finement rubanés. De minces films de micas provoquent le débit de la roche en petites dalles parallélipédiques. Certains affleurements plus massifs se brisent sous le marteau en multitude d'éclats. Les lits de quartz et de feldspath montrent des traces indéniables d'écrasement. (fig. 41)

En lame mince la structure est mylonitique. Dans un fin broyat de quartz tapissé de séricite se détachent des porphyroclastes arrondis de feldspath potassique et de plagioclase ; quelques quartz de 0,2 mm présentent également cette structure.

Le mica blanc (séricite et muscovite) sont déformés en fuseaux allongés parallèlement à l'aplatissement de la roche. Ils contiennent les porphyroclastes de feldspath. L'épidote est très abondante (clinzoïsite et pistachite) et peu affectée par la mylonitisation. Les cristaux sont losangiques ou en prismes aux extrémités émoussées.

Des oxydes et hydroxydes de fer sillonnent la roche dans des microfissures ou dans les plans d'écrasement parallèles à la structure planaire de la roche.

c) La formation des gneiss oeillés -

Cette formation très caractéristique occupe la vaste dépression du Vesfjell située au centre du massif de l'Andbergshøi. Ces gneiss oeillés à très gros yeux sont en relation spatiale avec les différentes variétés de faciès de la formation gneissique décrite précédemment. (fig. 38-39)

Elle est limitée, tant à l'W.-NW qu'au S.-SE, par les amphibolites et roches associées (calcaire, niveau à zoïsite) du groupe de Bottheim. Vers le N. sur le versant E.-NE du sommet Andbergshøi, en direction de la vallée de la Jora et du hameau de Svartdalsoetrin, les faciès rencontrés sont moins riches en yeux ou filonnets quartzfeldspathiques. Les relations cartographiques avec les gneiss oeillés situés au N. de Reindølsoetrin n'ont pu être établies faute d'affleurement. L'observation macroscopique et microscopique ont montré une très grande similitude de structure et de composition minéralogique, c'est pourquoi nous n'en décrirons que le type pétrographique commun, en présentant les diverses remarques et observations qui ont été faites macroscopiquement.

Cette formation est relativement peu développée dans notre secteur, elle ne dépasse jamais la vallée de la Lågen vers le S. Par contre, sur le bord occidental et sud-oriental de la nappe de Trondheim, de tels gneiss sont très développés. Nous avons pu faire des comparaisons avec les gneiss oeillés de la Driva ainsi qu'avec les échantillons provenant du S.E. de Røros : macroscopiquement, il existe une homologie remarquable entre ces roches.

Ces formations ont été remarquées très tôt (Tørnebohm les avait décrites dès 1896) ; elles constituent toujours une des énigmes majeures de la géologie des Calédonides scandinaves.

Nous présenterons l'aspect de ces gneiss et leurs rapports lithologiques avec les formations environnantes en deux points. Le premier est situé sur la bordure des amphibolites de la formation de Bottheim sur le rebord S.W. du massif de l'Andbergshøi au sommet côté 1106 m de Bottberget. Le second se trouve un peu à l'E. du sommet de l'Andbergshøi, près de Velsfjellet (côté 1100 m). Sur le sommet Bottberget, nous avons observé juste au contact des amphibolites l'apparition de petits filonnets leucocrates qui, très rapidement, se

gonflent pour donner de petits yeux dans une trame de micas-chistes très biotitiques. A une dizaine de mètres de là, la trame est réduite à de minces filets micacés brun verdâtre conservant toujours la direction de la foliation générale des amphibolites sous jacentes. Les yeux atteignent 10 à 15 cm de diamètre. Ils sont arrondis ou subrectangulaires ; parfois, ils semblent résulter de renflements étirés. Toutes les tailles existent du centimètre au décimètre, mais la structure planaire reste visible à l'échelle de l'affleurement. Les yeux sont quartzofeldspathiques ou uniquement feldspathiques. Des traces d'écrasement et de laminage peuvent être détectées dans les cristaux de quartz étirés. La foliation est constituée par l'alternance de lits tantôt mélanocrates, tantôt plus légèrement micacés et quartzeux. Sur le sommet Bottberget, une roche holomélanocrate constituée exclusivement par de l'amphibole, semblable aux roches basiques massives observées dans le groupe de Bottheim est épargnée par la gneissification. On constate que la trame des gneiss oeillés est enrichie en minéraux ferromagnésiens au voisinage de cette "pseudo intrusion". Il est fréquent d'observer des lames de roches variées de quelques mètres de long sur 20 à 50 cm d'épaisseur au sein de ces gneiss. Les contacts sont assez francs et parfois discordants sur le rubanement grossier de ces gneiss. Des lames d'orthogneiss ou de leptite sont également isolées dans ceux-ci et peuvent être considérées comme des enclaves épargnées par cette migmatisation localisée.

Le deuxième point d'observation est situé sur le mamelon Vesfjell côté 1100 m. Nous y retrouvons les gneiss oeillés, mais cette fois discordants sur les alternances lithologiques du groupe de Bottheim, ainsi que sur les gneiss et quartzites du groupe de Veslfjell. Dans cette zone, la migmatisation des roches du groupe de Bottheim paraît indiscutable, nous pouvons suivre à partir des gneiss oeillés à très

gros yeux de fin filonnets quartzofeldspathiques s'immisçant dans la foliation des amphibolites et des micaschistes pour donner des amphibolites rubanées à lits leucocrates et des gneiss oeillés. Dans les enclaves d'amphibolites, au sein des gneiss oeillés, il existe toujours de petites cassures ou des micro-cisaillements qui sont comblés par du matériel quartzo-feldspathique. En descendant sur le versant N. de l'Andbergshøi vers la vallée de la Jora, les gneiss possèdent de plus petits yeux et sont affectés de nombreuses microcassures. On peut également y constater une silicification importante de la trame lorsque l'on s'approche du contact de base de la nappe de Trondheim. Il semble qu'il s'agisse du prolongement de la zone mylonitique à pseudotachylite observée dans l'unité de l'Andbergshøi, le long du contact avec la trondhjemite.

Sous le microscope la composition minéralogique est très semblable à celle de l'orthogneiss oeillé mésocrate de la formation gneissique. La foliation est marquée par des alignements de grains d'épidote pléochroïque (vert, vert-jaune) de biotite jaune à brun vert et de quelques cristaux épars de chlorite aux teintes de biréfringence cuivrée. La présence de muscovite en belles lames millimétriques relativement récente distingue ces gneiss oeillés de la formation gneissique. Le quartz et le feldspath sont abondants, principalement dans les yeux polycristallins. Le feldspath (microcline) constitue parfois le cœur des yeux ; le quartz se répartit à la périphérie. Des yeux monocrystallins feldspathiques existent ; ils sont de taille centimétrique. Les traces de déformation sont visibles sur les cristaux de quartz qui peuvent présenter une structure en mosaïque. L'habitus en gros grains déformés marque les traces de déformation post-cristallisation.

Des reliques altérées de feldspath plagioclase subsistent dans la trame et même parfois à l'intérieur des cristaux de feldspath potassique constituant les yeux.

Les figures myrmékitiques sont totalement absentes dans ces roches. Les minéraux accessoires sont identiques à ceux des groupes gneissiques ; l'hématite et l'ilménite sont peut-être plus abondantes.

Il paraît donc, en conclusion de l'étude de cette formation, qu'une partie au moins des gneiss oeillés soit d'origine migmatitique. Cette migmatisation pourrait avoir un caractère local : son origine serait liée aux lames de socle décrites précédemment. Une des causes de sa répartition spatiale limitée peut être recherchée dans la présence de niveaux amphiboliques et roches associées qui ont servi sans doute d'écran au développement de la migmatisation.

Tout comme dans les faciès orthogneissiques, la foliation est marquée par l'association de chapelets d'épidote et de biotite vert-brunâtre à noirâtre. Le feldspath potassique est abondant. Seul le développement de mica blanc en grandes lames paraît caractériser la minéralogie de ces gneiss oeillés.

3º) LE GROUPE DE BOTTHEIM

a) Présentation générale

Dans le massif du Velsfjell-Andbergshøi, c'est à dire au N. du Gudbrandsdal, le groupe de Bottheim est affecté d'une structure plissée complexe dont le groupe du Velsfjell occupe le cœur. Les foliations sont redressées et plongent vers l'E. (dans le chapitre consacré à l'étude structurale, nous discuterons la nature de cette structure).

Nous décrirons la coupe type du groupe de Bottheim observée au tunnel de Bottheim, et un peu à l'Ouest des faciès gneissiques du groupe de Velsfjell, dans la falaise située au pied du Bottberget. Les relations entre les deux groupes sont

complexes : Vers le nord, le flanc ouest de cette structure est décroché par de nombreux accidents cassants, et se prolonge avec des variations d'épaisseur vers l'ouest, sur le sommet Nosi ; la direction des bancs s'infléchit (elle devient E.W.) et demeure constamment parallèle à la foliation des complexes des sparagmites et des gneiss de l'ouest (phénomène d'accordance).

Les relations entre le flanc E. de la structure plissée et son cœur, c'est à dire entre les roches du groupe de Bottheim qui affleurent au N. au droit du tunnel, et les gneiss oeillés du groupe du Velsfjell sont difficiles à saisir. En effet, à l'échelle cartographique, vers l'ouest du massif du Velsfjell, on constate une discordance entre des deux groupes, les métasédiments du groupe de Bottheim disparaissant sous les gneiss oeillés du groupe du Velsfjell. A l'échelle de l'affleurement, on observe le passage progressif de l'un à l'autre.

A l'approche du contact des gneiss oeillés, on constate, dans les micaschistes du groupe de Bottheim, l'apparition de filonnets leucocrates quartzo-feldspathiques centimétriques parallèles à la foliation. Parfois ce matériel forme des amas, les filonnets peuvent être boudinés ou présenter des renflements qui aboutissent à la formation d'yeux feldspathiques (cf. schéma n°) : on a donc passage progressif entre les micaschistes du groupe de Bottheim et les gneiss oeillés à gros yeux du groupe du Velsfjell. Ce phénomène est identique dans les niveaux amphibolitiques, la proportion de matériel quartzo-feldspathique étant de plus en plus importante à l'approche des gneiss oeillés à gros yeux. La trace d'anciens niveaux amphibolitiques se retrouve au sein des gneiss oeillés : ce sont des enclaves en forme de minces lames concordantes à la foliation des gneiss. Une étude géochimique point par point de la trame des gneiss oeillés pourrait peut être apporter des informations sur ce processus de "migmatisation naissante".

Au sud de la vallée du Gudbrandsdal, les roches du groupe de Bottheim affleurent largement ; il y a disparition presque complète du groupe du Veslfjell (par élévation des axes structuraux). Du point de vue lithologique, les roches que nous avons rassemblées dans le groupe de Bottheim sont des "métasédiments" de nature très comparable à celle de certains termes rencontrés dans le complexe du Trondheim : cette caractéristique oppose très nettement le groupe de Bottheim à celui précédemment décrit du Veslfjell qui ne contient aucun faciès s'apparentant à ceux de la nappe de Trondheim.

Nous avons distingué dans le groupe du Bottheim trois termes principaux : au sein de micaschistes feldspathiques à grenat affleurent des niveaux d'amphibolites sombres massives auxquelles sont associés des niveaux kératophyriques, et au centre du complexe, des bancs de quartzites sombres.

Ces trois termes sont intensément plissés : aux répétitions de bancs d'origine stratigraphique, s'ajoutent des répétitions tectoniques certaines. Il était donc à priori très hasardeux d'essayer de débrouiller la structure du complexe en se basant sur les répétitions de bancs d'amphibolite ou de quartzite qui sont tous très semblables. En compagnie de N. Santarelli, nous avons eu la chance de découvrir dans le tunnel de Bottheim, interstratifiée dans les micaschistes et amphibolites, une association caractéristique de trois bancs repères s'étageant sur environ 10 à 15 cm d'épaisseur. Ce sont :

- un ou plusieurs bancs de gneiss leucocrate très finement grenu à grenat (4 à 5 cm d'épaisseur),
- un à plusieurs bancs de marbre à mica blanc (de 0,5 à 1m d'épaisseur),
- un niveau de "zoizitite" (30 à 50 cm d'épaisseur).

Ces niveaux repères de faible épaisseur sont boudinés et affleurent de façon discontinue.

Nous avons retrouvé cette "trilogie" dans la falaise surplombant la voie ferrée, au nord de Bottheim (au pied du Bottberget), ainsi qu'au sud du complexe de l'Andbergshøi, dans le Veslskjervedal, où elle n'affleure que partiellement (absence possible du niveau de zoizitite).

Nous allons décrire brièvement les trois termes que nous qualifierons de "banaux", c'est à dire les micaschistes, les amphibolites et les quartzites, puis nous examinerons les caractéristiques pétrographiques des trois niveaux constituant la trilogie repère.

b) Les micaschistes feldspathiques à grenat et silicates d'alumine

Ces micaschistes ont à l'affleurement un aspect généralement massif et compact. Ils sont de couleur gris argenté légèrement brunâtre. Leur feuillement très irrégulier est affecté d'un microplissement très serré qui donne aux surfaces de foliation un aspect crénelé. Ces surfaces sont abondamment tapissées de paillettes de micas (biotite et mica blanc) : les phyllites confèrent à la roche un aspect luisant. A la cassure, ces micaschistes présentent un débit millimétrique en "poisson" ou en fuseau. Outre les phyllites, on y observe des cristaux de feldspath plagioclase et de grenat.

En lame mince, la structure de ces micaschistes est lépido-porphyrblastique. La taille moyenne des grains du fond de la roche varie de 0,1 à 1 mm. Ils sont essentiellement constitués de cristaux de quartz (de 30 à 40 %), d'un peu de plagioclase à composition d'oligoclase, mâclés polysynthétique ou péricline (de 5 à 7 % selon les niveaux) et de phyllites (de 25 à 30 %). Ces phyllites sont de deux types : du mica blanc (muscovite ?) et de la biotite brun orangé clair. Dans la partie N.W. du complexe de l'Andbergshøi, ces micaschistes contiennent une biotite fortement colorée en brun vert à

pléochroïsme intense : cette différence de coloration implique très probablement une variation dans la composition chimique de la biotite (1).

Ces paillettes de phyllites sont alignées parallèlement à la schistosité du micaschiste. On observe également quelques minéraux en moindre importance : chlorite (souvent en produit d'altération de la biotite), épidote, zircon (en inclusion dans la biotite), minéraux opaques Les porphyroblastes se détachant sur le fond grenu sont discordants par rapport à la schistosité à micas. Ils sont essentiellement de deux types : des individus automorphes de grenat dont le diamètre varie de 1 à 2mm, et des prismes de disthène atteignant 2 mm de longueur. Les cristaux de disthène sont entourés d'une fine frange d'altération micacée (damourite). Le disthène présente la particularité de posséder un angle d'extinction très faible par rapport à l'allongement des cristaux (0 à 10°). (fig. 31-32)

Tous les cristaux constituant ce micaschiste sont très déformés : les paillettes de micas sont ployées, parfois cassées ; les cristaux de quartz présentent tous une grande abondance de minuscules inclusions fluides secondaires alignées selon des fractures elles-mêmes disposées perpendiculairement à la schistosité à micas ; les porphyroblastes de disthène et grenat sont très fracturés ; les cristaux de plagioclase présentent des macles mécaniques ; ce sont là les indices d'une déformation mécanique (cassante) intense.

Vers le N.E. du complexe de l'Andbergshöi, surtout au niveau de Bottheim et Bottheimsoetri, les roches ont été plus fortement écrasées. En lame mince, les micaschistes présentent des structures de blastomylonite (A. Spry) ou de mylonite schistense (A. Demay). Il est possible de distinguer une foliation

(1) A. Halls A.J. 1961 "The relation between colour and chemical composition in biotite". Am.J.min. 26, p.29.

résiduelle, à mica, très laminée, sur laquelle de larges cristaux de quartz à structure en mosaïque ont recristallisé. De nombreuses fractures recoupent cette structure ; elles sont remplies de cristaux complètement broyés quasiment isotropes (pseudo tachylite) où il est difficile de reconnaître les minéraux. Les fractures tronquent les néocristallisations de quartz. Dans certaines de ces fractures, on observe quelques très petits porphyroblastes naissants de quartz ou de mica blanc, qui sont les preuves d'une recristallisation partielle de ces pseudo tachylites. On peut donc conclure pour cette région de l'Andbergshøi, qu'au minimum deux phases d'écrasement intense se sont succédées dans le temps, séparées par une phase de recristallisation majeure ; après une courte période favorable à la recristallisation (quartz et mica blanc), il s'est installée une période de rétromorphose qui, avec l'apparition de la chlorite et de l'épidote, a provoqué le "verdissement" des micaschistes.

c) Les amphibolites et métakératophyres associés

Les amphibolites sont très abondantes dans le groupe de Bottheim ; elles affleurent en bancs d'aspect très massif. Le chemin montant vers les chalets de Bottheimsoetri fournit une bonne coupe à travers ces amphibolites et permet d'y distinguer plusieurs faciès. On y relève :

- des amphibolites massives très fines, vert sombre apparemment holoamphibolitiques,
- des amphibolites rubanées de deux types : soit à fins niveaux beige-orangé de nature carbonatée, soit à lits quartzo feldspathiques blanchâtres, (fig. 27, 28, 29)
- des amphibolites massives à grenat (dont le diamètre des cristaux atteint parfois 5 mm).

enfin, des amphibolites présentant un feuilletage fruste dû à la présence de larges plages dentelées de biotite (de 1 à 2 cm de long) ; ce dernier type contient également parfois du grenat.

Dans les zones mylonitiques du complexe de l'Andbergshöi, les amphibolites écrasées ont l'aspect de schistes verts à chlorite et épidote.

Signalons un type particulier d'amphibolites que nous n'avons trouvé qu'au N.W. du secteur, à une centaine de mètres au N. du sommet Nosi : c'est une amphibolite très massive de teinte verte très sombre presque noire qui se caractérise par la présence de disthène.

Nous n'allons pas décrire de façon détaillée chaque type d'amphibolite. Après en avoir donné les caractères communs, nous insisterons sur ce qui fait la particularité de chacune d'elles.

- Les amphibolites sont généralement massives, de teinte verte plus ou moins sombre, à structure nématoblastique ; la taille moyenne des aiguilles d'amphibole varie de 0,5 mm pour les roches les plus fines à 2 mm pour les plus grossières. Au microscope on note de 50 à 70 % d'une amphibole vert-jaune pâle, très légèrement pléochroïque, dont l'angle d'extinction varie de 13 à 17° (hornblende actinolitique). En lame mince, on constate que le fond rocheux est également formé de 3 à 7 % de cristaux de quartz et d'une quantité légèrement supérieure de plagioclase (de 7 à 15 %) à macles mécaniques et polysynthétiques (oligoclase, andésine ?) ; dans la majorité des cas, les cristaux de plagioclase sont en voie d'altération (saussuritisation). A cette minéralogie simple sont associés des minéraux accessoires : épidote (zoizite ?), chlorite, minéraux opaques, sphène (notons que la chlorite est généralement de la pennine vraie, d'un vert intense, à teintes de biréfringence très caractéristiques bleu-sombre à violet mauve grenat). (fig. 35)

Cette composition minéralogique type est celle des amphibolites fines qui semblent holoamphibolitiques à l'affleurement.

- Les amphibolites rubanées à filonnets carbonatés

Ces roches se distinguent des précédentes par la présence de filonnets de calcite. On observe d'une part des cristaux xénomorphes de grande taille (2 à 3 mm) associés au quartz et groupés en lits millimétriques, d'autre part des cristaux dispersés dans les niveaux amphibolitiques, entre les aiguilles d'amphibole. Les filonnets carbonatés sont d'épaisseur irrégulière, d'extension limitée et fréquemment boudinés.

- Les amphibolites rubanées à lits quartzo-feldspathiques

Pourraient être encore désignées par gneiss rubanés à lits amphibolitiques. Ce type d'amphibolite possède apparemment une histoire minéralogique plus complexe que celle des types précédents. Remarquons qu'il est très probable que les autres amphibolites aient eu un passé aussi compliqué sans que nous puissions actuellement en trouver les traces. Cette histoire minéralogique peut tout d'abord être appréhendée en étudiant les nématoblastes d'amphibole ; en effet, au centre de nombreuses aiguilles dont la taille varie de 2 à 3 mm, nous avons remarqué la présence d'inclusions de fines baguettes de rutile (sagénite) disposées en un réseau ternaire : ces baguettes sont localisées dans le cristal. Elles forment un agrégat prismatique qui occupe environ la moitié du cristal. La zone externe des cristaux ne présente aucune inclusion. Nous pouvons donc supposer que la cristallisation de l'amphibole s'est faite en deux temps : plus exactement qu'il y a eu recristallisation et développement d'un cristal de petite taille en voie de chlorisation qui expulsait le titane de son réseau sous forme de sagénite. Le passé minéralogique de ces roches nous apparaît

également à l'observation attentive des cristaux de chlorite. La chlorite est présente en abondance variable dans toutes les amphibolites du groupe de Bottheim. Dans ce type particulier d'amphibolite rubanée et litée, nous avons remarqué que les lamelles de chlorite présentaient des granules opaques accumulées le long des clivages. Nous pouvons affirmer qu'il a existé une période pendant laquelle la roche a contenu de la biotite. Cette biotite a presque complètement disparue par chloritisation. Ce cas particulier favorable nous montre que ces roches ont certainement une histoire minéralogique aussi complexe que celle déchiffrée dans les micaschistes environnants.

- Les amphibolites à larges plages de biotite

Comme les faciès à grenat, elles sont généralement localisées aux éponges des bancs d'amphibolite les plus importants, près des contacts avec les micaschistes. Ce sont là les indices probables de phénomènes de migrations d'ions (ou métasomatose à très petite échelle) et d'échanges entre les micaschistes et les amphibolites (Fabries 1963). Le potassium et le calcium se déplacent dans le sens micaschistes-amphibolites et le magnésium et le fer dans le sens inverse. Une étude géochimique ponctuelle très précise, couplée avec une analyse chimique des divers minéraux permettrait certainement d'étayer cette hypothèse.

- Dans l'amphibolite de Nosi, les cristaux de disthène sont visibles macroscopiquement. Ils sont souvent groupés en amas pluricristallins mis en relief par l'érosion.

Au microscope, la composition minéralogique de ces amphibolites est d'environ 60 à 70 % d'amphibole de teinte légèrement plus bleutée que celle des autres amphibolites, 5 à 10 % de chlorite, de l'épidote (clinozoïsite), de 5 % environ de plagioclase (oligoclase-andésine), d'un peu de biotite, de disthène (1 à 3 %) en larges plages atteignant 2 mm de longueur, et de quartz. Cette association minérale rare d'amphibolite à disthène a été décrite en 1937 par Tilley : deux hypothèses sur l'origine de ces roches ont été émises. Elles proviennent soit

de roches sédimentaires, c'est à dire de marne riche en magnésium, soit de l'amphibolitisation d'une éclogite à disthène. (fig. 36)

Les amphibolites représentent environ 1/3 de la surface occupée par le groupe de Bottheim ; elles apparaissent donc dans le détail sous une lithologie variée mais, pour la clarté de la carte, nous n'avons pas distingué ces différents types. Cependant cette variété implique une certaine différenciation des roches originelles : soit par la nature du magma, soit par le mode de leur mise en place dans les sédiments associés.

- Les métakératophyres

Cette variété magmatique est également indiquée par la présence de niveaux de métakératophyres associés à certains horizons amphibolitiques. On les trouve principalement à l'W. du massif du Veslfjell, près du sommet Bottberget, et plus au S. dans la région de Bottheimsoetri. Ils se présentent en bancs d'épaisseur variable de 10 cm à 1,5 m, interstratifiés, souvent récurrents dans l'amphibolite. Ce sont des roches massives, compactes, de couleur très claire, souvent blanches, grisâtres parfois. Macroscopiquement, à la cassure, on devine dans certains niveaux une foliation esquissée par l'alignement de très fines paillettes de phyllites sombres. Ces niveaux contiennent tous de petits grains de grenat dispersés dans la masse rocheuse, dont le diamètre varie de 0,5 à 1,5 mm. Lorsque le chemin de Bottheimsoetri s'arrête, juste avant les premiers chalets, un niveau de kératophyre contient de véritables lits de "grenatite" affectés de plis serrés d'épaisseur irrégulière (de 0,5 à 3 cm). (fig. 37)

En lame mince, ces roches présentent une structure granoblastique. Elles sont constituées de quartz (de 15 à 40 % selon les niveaux), de plagioclase (de 50 à 60 %) à composition d'albite-oligoclase, ^{en} grains variant de 0,1 à 1 mm, en voie de saussuritisation ; les autres minéraux constituent de 5 à 10 %

du fond rocheux : ce sont essentiellement du grenat, de l'épidote (pistachite et clinozoïzite), du mica blanc, très peu de biotite, de la chlorite (pennine) surtout comme produit d'altération de la biotite, de la calcite, des minéraux opaques. Dans le niveau très riche en grenat de Bottheimsoetri, les cristaux de grenat présentent des structures dites en "atoll" ou en "boîte" qui, pour certains auteurs, sont caractéristiques d'une croissance de l'extérieur vers l'intérieur du cristal.

Ces roches ont donc la composition minéralogique type des métakératophyres ; nous verrons dans le chapitre géochimique que leur analyse chimique confirme cette composition (analyse 861).

Nous constatons donc que ^{dans} les métasédiments du groupe de Bottheim il existe des associations amphibolite-métakératophyre qui sont très semblables à celles que nous avons décrites dans le complexe de Trondheim (groupe de Musadal).

En association avec les amphibolites, sur le sommet Bottberget et légèrement plus au N.E., nous avons découvert de petits massifs circonscrits de roches "basiques" grenues. Ces petits massifs sont, par leur aspect et par leur nature, assez proches de ceux rencontrés dans le complexe de Trondheim, dans la vallée de la Skjerva (groupe de Stakahøi). Nous les étudierons avec les autres intrusions du secteur dans le paragraphe consacré à la pétrographie des roches intrusives.

d) Les quartzites sombres

Ils affleurent surtout de part et d'autre du Grudbrandsdal, en particulier dans la région de Bottheimsoetri. A l'affleurement, ce sont des roches sombres, gris-verdâtre, compactes et dures. Elles contiennent de petits niveaux micacés centimétriques de teinte noirâtre qui séparent des bancs décimétriques de quartzites, ceci confère à la roche un aspect rubané.

En lame mince, les bancs quartzitiques ont une structure granoblastique. La taille des grains varie peu (de 0,2 à 0,5 mm). Ils sont constitués de 90 à 94 % de quartz, de phyllites (biotite et mica blanc), et de grains dispersés de graphite. Les interlits sombres contiennent essentiellement des phyllites et des grains de graphite. Parmi les phyllites, la biotite est très abondante et domine largement ; on y trouve un peu de mica blanc (muscovite ou séricite ?). Sur certains échantillons, on observe à l'intérieur des lits quartzitiques, un très fin rubanement secondaire produit par la répartition planaire des phyllites.

Les quartzites sombres du groupe de Bottheim se distinguent très nettement des autres quartzites présents dans le secteur :

- ils sont beaucoup plus sombres et à débit moins régulier que ceux du complexe sparagmitique, ils ne contiennent en outre aucun feldspath potassique,
- d'autre part, l'abondance de la biotite les sépare nettement des quartzites du complexe de Trondheim dans lesquels ce minéral est généralement mal exprimé.

e) La trilogie repère

Cette association de trois horizons repères se trouve interstratifiée dans les micaschistes et amphibolites sur une quinzaine de mètres d'épaisseur. Ce sont :

- un banc de calcaire métamorphique (ou plusieurs),
- un ou plusieurs bancs de gneiss fins leucocrates,
- un niveau de "zoïsitite".

- Les gneiss fins

Il s'agit de bancs très minces de 4 à 5 cm d'épaisseur de gneiss massif clair, blanc grisâtre très compact. Il est très finement grenu, en lame mince, la taille des

cristaux ne dépasse guère 0,5 mm. Ils ont une composition minéralogique voisine de celle des métakératophyres : (essentiellement du quartz, plagioclase (albite, oligoclase), très peu de biotite (chloritisée), du grenat et de l'épidote. Ils diffèrent des autres niveaux de kératophyres par la finesse de leur grain.

- Les bancs de marbre

Il s'agit de niveaux de 50 cm à 1 m d'épaisseur, plus ou moins boudinés. La roche est massive, très grenue, et de teinte gris-clair ou beige-roussâtre. On y distingue d'abondantes paillettes de mica blanc. Sur les affleurements, la calcite a été partiellement dissoute par le ruissellement, laissant les paillettes de mica en relief. Le marbre possède alors une patine brune ou rousse assez sombre. En lame mince, la structure est lépidogranoblastique. La taille des cristaux de calcite varie de 0,5 à 2 mm, celle des paillettes de mica est généralement inférieure (de 0,1 à 1 mm). Le marbre est composé de plus de 60 % de calcite (mélée à de la dolomite ?), de cristaux de quartz, de mica blanc, de très rares lamelles de biotite ; les minéraux opaques sont relativement abondants. (fig. 30-33)

Dans la partie S. du complexe de l'Andbergshöf, dans la vallée Vesleskjervedal, les niveaux de marbre sont affectés d'un intense microplissement en accordéon souligné par les paillettes de mica blanc.

- Le niveau de "zoïsitite"

Ce niveau atteint 1,5 m d'épaisseur au tunnel de Bottheim, où il affleure bien. Il est de couleur claire, blanc à grisâtre. La roche est dure et se débite en petites dalles (de 5 à 20 cm d'épaisseur). On remarque que de très fines paillettes de phyllites de teinte brunâtre (biotite), et verdâtre (chlorite), tapissent les plans de débit. (fig. 35)

En lame mince, on y observe environ 50 % de plagioclase de type oligoclase, du quartz (environ 5 à 15 %), un peu de phyllites (mica blanc et biotite : de 7 à 10 %) et surtout environ 15 % de grandes baguettes de clinzoïzite. La taille des cristaux d'épidote est très supérieure à la taille moyenne du grain de la roche qui est de 0,3 à 0,5 mm, puisqu'elle atteint 3 à 4 mm de longueur. Cette roche est appelée de façon abusive "zoïzitite", mais nous avons repris la terminologie de Holmsen (1960) qui décrivait sous ce terme une roche voisine d'une anorthosite de la bordure occidentale du complexe de Trondheim dans la vallée de la Driva. Le terme d'albitite à épidoite serait plus correct du point de vue minéralogique.

Mis à part le niveau de "zoïzitite", les deux autres roches composant cette trilogie repère (gneiss fins leucocrates et marbres) sont des roches banales sans particularité minéralogique. Ce n'est que l'association constante de ces trois niveaux qui nous fournit un repère stratigraphique.

f) Conclusions sur le groupe de Bottheim

Le groupe de Bottheim apparaît donc comme un ensemble de métasédiments et métavolcanites dont les faciès présentent, malgré leur variété, des analogies avec ceux du complexe de Trondheim. Seul leur association caractéristique détermine des repères lithostratigraphiques distincts de ceux du complexe de Trondheim.

C) CONCLUSIONS GENERALES AU COMPLEXE DE L'ANDBERGSHØI

Le complexe de l'Andbergshøi constitue une unité lithostructurale originale "coincée" entre le socle gneissique de l'ouest et la nappe de Trondheim à l'est.

Vers l'ouest, en remontant vers la vallée de la Driva, le tracé de cette unité reste mal connu (travaux en cours R.L. Wheeler) en raison d'une position structurale moins évidente que dans la région de Lesja.

Lithologiquement, nous distinguons deux groupes assez bien individualisés :

• Le groupe de Veslfjell qui comprend diverses formations gneissiques que nous avons différenciées en :

- Une formation orthogneissique qui peut être rattachée sans ambiguïté aux gneiss oeillés de l'W. (du More-Romsdal). Les différents termes : orthogneiss acide, gneiss leptitique, gneiss à amphibole et gneiss granodioritaire, apparaissent le plus souvent en bandes ou lames tectoniques concordantes au sein de la formation des gneiss oeillés à tendance migmatique.

Cette formation peut être rattachée aux groupes de Gjevilhøi (précamb. terminal) et de Kvitsoeter (précambrien) définis par Scott W. au N.W. de Lesja.

- La formation des quartzites feldspathiques représente des faciès de sparagmites clairs, parfois blastomylonitiques. Ces faciès se développent vers le N. (formation de Buknhøi de W. Scott) et dans le secteur Amotsdalshytta de R.L. Wheeler.

- Les gneiss oeillés et gneiss migmatiques, lorsqu'ils sont très riches en gros yeux ressemblent beaucoup aux gneiss oeillés de la coupe type de la Driva. Les gneiss migmatiques se développent à la périphérie des gneiss à gros yeux et semblent bien envahir progressivement les micaschistes

et les amphibolites du groupe de Bottheim.

Il est à noter que cette progression semble avoir été freinée ou stoppée par les niveaux d'amphibolite du groupe de Bottheim, sur les versants occidental et méridional du massif de l'Andbergshøi. L'association des gneiss oeillés avec les gneiss du "socle précambrien" apparaît vers le nord sur le secteur d'Amotsdalhytta (R.L. Wheeler), tandis qu'au nord du terrain étudié les gneiss oeillés forment, avec les sparagmites claires, la majeure partie du complexe rocheux du Snøhetta. Nous pensons que ces gneiss oeillés ont un rapport génétique primaire étroit avec ces deux ensembles lithologiques, ultérieurement (dans un second temps), ces niveaux privilégiés auraient servi d'initiateurs de la migmatisation "calédonienne".

- Le groupe de Bottheim

Ce groupe comprend deux grands ensembles lithologiques :

- d'une part une masse importante d'amphibolites auxquelles sont associés des métakératophyres quartziques,
- d'autre part des micaschistes feldspathiques parfois oeillés à grenat, staurotide et disthène. Nous avons mis en évidence trois niveaux lithologiques constituant d'excellents repères lithostratigraphiques.
 - un niveau de gneiss fins, dont la minéralogie diffère peu de celle d'un métakératophyre, est interstratifié avec des micaschistes gneissiques à grenat à proximité de bancs d'amphibolite,
 - un ou plusieurs niveaux de marbre et de "zoizitite" sont associés à des amphibolites, du moins apparaissent-ils comme tel sur le terrain.

En ce qui concerne les micaschistes feldspathiques, nous n'avons pas pu les différencier car, à grande échelle, ce terme ne présente que peu de variations ; microscopiquement il existe des différences quantitatives entre le quartz, le plagioclase et le mica ; selon l'abondance de ces constituants majeurs,

la roche prend une teinte plus ou moins sombre, et paraît plus ou moins litéée. La présence de grenat, staurotide, disthène, témoigne de la richesse en alumine du sédiment originel. Malgré la présence de quelques bancs de quartz rubanés sombres dans les micaschistes, la sédimentologie de ce groupe est à dominante pelitique.

Les amphibolites et métakératophyres, dans leur association remarquable avec les bancs repères précités, constituent la seule véritable originalité du groupe de Bottheim.

Les amphibolites peuvent être différenciées par leur assemblage minéralogique, mais restent dans l'ensemble assez identiques, même l'amphibolite à disthène ne présente pas de particularité chimique notable (ech. 912).

Les métakératophyres sont abondants, chimiquement ils sont plus quartziques que ceux du complexe de Trondheim qui eux sont beaucoup plus sodiques.

Outre le volume important que représentent ces roches dans le massif de l'Andbergshøi, cette association volcanique roches vertes-kératophyres est comparable, dans l'ensemble, à celle du groupe des roches vertes du Musadal (du point de vue du type magmatique). Cette comparaison est renforcée par la présence de niveaux de marbre et de gneiss fins dont le "caractère volcanodétritique" n'est pas sans rappeler des faciès leucocrates de type garbenschieffer, appartenant au groupe de Musadal (complexé de Trondheim).

Quelques remarques générales sur la zoizitite :

Rappelons que P. Holmsen et T. Strand (1960) décrivent cette roche ainsi : " de teinte blanche, elle est composée d'albite, zoïsite, clinozoïsite et muscovite ; chimiquement, le pourcentage de calcium est voisin de 10".

Les observations de terrain nous ont permis de constater la régularité de la liaison spatiale avec le ou les bancs de marbre intercalés dans l'amphibolite. A ce titre, ainsi qu'à l'examen de l'analyse chimique n'excluant nullement une appartenance au domaine sédimentaire, nous pensons qu'il s'agit d'un niveau d'origine sédimentaire dont les particularités minéralogiques s'expliqueraient par des contaminations volcaniques. Il convient de rappeler ici la description de cette roche dans la région d'Oppdal (Holmsen 1960) : "ces roches se présentent en schlieren ou en sill dans des gneiss oeillés, des micaschistes à amphiboles ou dans des amphibolites" ; l'auteur remarque la composition anorthosique de cette roche et pense que l'assemblage minéralogique, donc la composition, a été influencé par une différenciation métamorphique. L'auteur suppose que de telles roches, placées dans des conditions de pression et de température plus fortes, produiraient de véritables anorthosites. En ce qui nous concerne, il est difficile de trancher le problème, il est douteux que la différenciation métamorphique ait pu s'effectuer à l'échelle plurikilométrique avec une telle régularité. Par contre, l'utilisation de ce niveau comme repère stratigraphique pourrait être envisagé plus fructueusement.

D'autre part, les gisements de zoïzitite dans la région d'Oppdal et de notre secteur tendraient à confirmer nos idées sur une migmatisation locale des métasédiments équivalents au groupe de Bottheim, car il devient alors concevable de retrouver ces roches en enclaves ou en sills dans les gneiss oeillés, tout comme nous avons rencontré des enclaves d'amphibolites et d'orthogneiss.

Nous mentionnerons enfin la présence d'un conglomérat sans pouvoir affirmer s'il s'agit d'un affleurement en place.

K.O. Bjorlykke (1905) avait déjà observé un conglomérat à proximité de la rivière Jora, près de Reindølsoetri.

Bien que nous ne l'ayons pas personnellement retrouvé dans ce secteur, son existence paraît confirmée (communication orale : E. Gjory). D'après les descriptions, ce conglomérat paraît assez comparable aux conglomérats ou brèches associées aux roches vertes du complexe de Trondheim. Ces descriptions diffèrent du conglomérat que nous avons découvert, qui lui, présente une matrice très peu micacée, de teinte beige et des galets ou des éléments de quartz et de marbre. Ce type de conglomérat n'a jamais été observé ni décrit à notre connaissance dans un rayon de 20 km autour du massif de l'Andbergshøi ; nous savons également que les déplacements des blocs erratiques sont d'amplitude variable, mais ne dépassent guère 5 à 10 km. C'est pourquoi, malgré le doute qui subsiste sur la nature de cet affleurement, il est raisonnable d'admettre qu'il s'agit d'une roche sub en place. Le mode de dépôt envisageable pour ce conglomérat ainsi que pour le conglomérat décrit par K.O. Bjorlykke est fort comparable à celui du conglomérat de Skardshøi associé aux cortèges de roches vertes et métasédiments du Musadal. Le terme de brèche serait préférable à celui de conglomérat, car les éléments proviennent d'un remaniement sur place soit de calcaire, soit des coulées de roches vertes ; quant au quartz, son origine est enigmatique ; il ne s'agit pas de quartzites mais d'agregats de grains de quartz parfois mêlés à un peu de calcite qui sont peut être issus d'anciens cherts. Une origine peut être proposée comme dans le cas du conglomérat calcaire du Skardshøi ; il y aurait démantèlement et consolidation, à faible distance, d'un banc de calcaire à cherts.

En conclusion, nous pouvons constater une très grande similitude entre les roches vertes et métasédiments associés du complexe de l'Andbergshøi et ceux du complexe de Trondheim (magmatisme, calcaire, brèches et conglomérats, roches d'origine volcanodétritique) à l'exception toutefois

des niveaux de zoïzitite pour le complexe de Trondheim, et de la présence de mica chromifère dans les marbres et conglomérats du complexe de l'Andbergshøi.

Les métasédiments du groupe de Bottheim se prolongent vers le N.W. dans le groupe de Sjongsoeter et le groupe de Blahø, chez W. Scott et R.L. Wheeler. Ces auteurs considèrent ces terrains d'âge cambrosilurien pour des questions de similitude de faciès avec ceux de la nappe de Trondheim. W. Scott avance l'hypothèse suivante : les 3 formations du groupe de Sjongsoeter peuvent représenter les trois grands groupes lithostratigraphiques de la nappe de Trondheim :

- le groupe des micaschistes de la Gula,
- le groupe des roches vertes de Storen,
- le groupe des phyllites et grauwakes de Hovin.

H. Heim pense que cette hypothèse n'est pas dénuée de sens, malgré l'absence d'arguments décisifs.

Il existe cependant d'autres interprétations (1) qui considèrent les métasédiments intercalés dans les gneiss et sparagmites de la bordure W. de la nappe de Trondheim d'âge précambrien terminal ou éocambrien ; cette dernière hypothèse reste hasardeuse : si l'on tient compte du magmatisme et de la sédimentation associés aux roches vertes, il s'agit d'un cortège analogue à celui de la nappe de Trondheim ; or, il faut remonter jusqu'au cycle kárélien pour trouver une association de type eugéosynclinal en Scandinavie, le volcanisme et métasédiments du cycle Jotnien étant de type épicon-tinental. Il reste peu plausible qu'il y ait eu des zones à caractère eugéosynclinal "mises en réserve" jusqu'au cycle calédonien (au sens large), car les métasédiments paraissent affectés que par le métamorphisme et la migmatisation calédonienne. La première hypothèse formulée par l'équipe américaine

(1) E. Gyory - v.a. Institutt for geologi Oslo (communications personnelles).

est en accord avec nos observations. Nous pensons cependant qu'il existe des caractères particuliers aux métasédiments du complexe de l'Andbergshøi, tel l'absence de minéraux chromifères dans les métasédiments (marbre, conglomérat) ou l'existence de roches très riches en aluminium et sodium (zoïsite).

Ces particularités conduisent à admettre un domaine paléogéographique différent de celui qui a donné naissance aux faciès de la nappe de Trondheim et dont l'évolution peut coïncider avec une période allant de l'éocambrien au cambrosilurien.

L'histoire sédimentologique réserve donc un large domaine d'inconnus qui peut être comblé partiellement par l'étude structurale menée conjointement avec celle de l'histoire des cristallisations. A ce titre, nous pensons qu'après l'étude structurale en rapport avec le métamorphisme nous pourrons esquisser certaines réponses.

V - LE COMPLEXE DE TRONDHEIM

A - INTRODUCTION

Reposant en contact tectonique sur les complexes décrits précédemment, le complexe de Trondheim occupe les trois quarts de la superficie du secteur étudié. Il est exclusivement constitué de roches métamorphiques ne contenant plus aucune trace d'êtres vivants. C'est donc uniquement sur des caractères lithologiques que nous l'avons différencié en quatre grands groupes.

Dans un premier temps nous allons décrire successivement ces groupes dans un ordre géographique indépendant de toute polarité stratigraphique. Puis, dans la conclusion, en regroupant et comparant tous les caractères lithologiques de ces différents groupes, nous essaierons d'en débrouiller la stratigraphie. Enfin, nous tenterons de faire des corrélations entre l'échelle chronologique que nous aurons proposée et celles déjà établies par les divers auteurs ayant étudié tout ou partie de la nappe de Trondheim.

Les pages qui vont suivre sont donc consacrées à la description systématique et détaillée des groupes constituant, dans le secteur, le complexe de Trondheim ; ils se présentent en bandes parallèles allongées W-SW-E-NE. Ce sont du N. vers le S. :

- le groupe de Svartdalsfjell,
 - le groupe de Fokstua-Nonshøi,
 - le groupe de Ståkahøi,
 - le groupe de Musadal,
- puis, dans un cinquième paragraphe, nous examinerons le cas particulier de la formation de Tverrài, lithologiquement apparentée au groupe de Musadal, mais structuralement liée au groupe de Ståkahøi.

B - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE DES DIFFERENTS GROUPES

1^o) LE GROUPE DE SVARTDALSFJELL

a) Introduction

Le groupe du Svartdalsfjell occupe la partie N. du secteur étudié. Il constitue au N. du Gudbrandsdal, à l'W. de la rivière Grønha, le massif du Svartdalsfjell où nous l'avons défini, et à l'E., le massif du Grønholi, où il n'est pas totalement représenté.

Ce groupe dont la foliation est subverticale de direction N.NE-S.SW., affleure sur une largeur de 3,5 km dans le massif du Svartdalsfjell.

Sa limite S. est constituée par le massif intrusif trondhjemémitique de Gardsenden. L'ensemble du groupe du Svartdalsfjell et son intrusion reposent au S. sur le groupe de Fokstua-Nønshøi par un contact anormal redressé, plongeant d'environ 60° vers le N.NW.

La limite occidentale du groupe du Svartdalsfjell correspond à l'extrémité W. de la nappe de Trondheim.

Vers le N. et l'E., ce groupe se prolonge au delà des limites du secteur que nous avons cartographié.

L'étude lithostratigraphique du groupe du Svartdalsfjell nous a conduits à le subdiviser en deux formations distinctes :

- la formation monotone du Grønholi à dominante de micaschistes et quartzites sombres qui affleurent au S. du groupe.

- la formation de Svartdalsoetri de lithologie plus variée.

b) La formation du Grønhøi

Nous avons défini cette formation sur les pentes des sommets Grønhøi (1417 m) et Ryggen (1230 m) qui surplombent au N. le hameau de Grønsoetrin.

Malgré une apparente monotonie de faciès, nous avons distingué trois termes principaux dans cette formation, qui sont, de la base vers le sommet structural, soit du S.SE au N.NW :

- les micaschistes pseudo-conglomératiques et les bancs de quartzites rubanés associés,
- les micaschistes quartzeux et quartzites sombres,
- les micaschistes graphiteux.

- Les micaschistes pseudo-conglomératiques

A 300 m à l'W. de Grønsoetrin où ces micaschistes affleurent sur la plus grande étendue, nous évaluons leur épaisseur à environ 1200 m (cf. coupe n° 45) ; vers l'W., dans le massif du Svartdalsfjell au NW de Tunga, cette épaisseur est réduite à 800 m par l'intrusion de Trondhjemite (cf. coupe n° 46).

L'affleurement le plus favorable à l'observation détaillée de ces micaschistes pseudo-conglomératiques est un poli glaciaire situé à l'W. de Grønsoetrin à l'extrémité du chemin parallèle à la rivière Grønha, sur sa rive gauche. Sur le Grønhøi et le Ryggen, où nous les avons découverts et définis, ces micaschistes ont été mylonitisés, puis partiellement recristallisés tardivement.

A l'affleurement, la trame de ces micaschistes pseudo-conglomératiques présente une patine rouille-marron ; la cassure est gris sombre, parfois verdâtre. Sur les échantillons, on observe un fin litage irrégulier produit par une

alternance de bancs millimétriques de couleur plus ou moins sombre selon leur teneur en biotite ; dans les niveaux verdâtres une amphibole remplace la biotite. Localement ce litage est discontinu et souligne des structures rappelant des stratifications obliques : cette observation a été faite à une vingtaine de mètres de l'intrusion de trondhjemite, dans une zone présentant des indices de métamorphisme de contact. Or, F. Ellenberger, dans la région de Vanoise, a observé que des structures sédimentaires pouvaient être fossilisées par un métamorphisme de contact précoce et demeuraient intactes malgré plusieurs phases de métamorphisme régional postérieures. La probabilité pour que les structures que nous avons observées soient d'origine sédimentaire est donc faible mais non nulle ; nous reviendrons sur ce problème et nous en discuterons lors des chapitres suivants.

Dans cette trame se détachent des éléments allongés, de forme ovoïde, de couleur gris-beige clair, entourés d'un fin liseré sombre : ces éléments évoquent les galets d'un conglomérat. Leur taille varie de 5 à 20 cm pour la plus grande dimension apparente. A l'échelle de l'affleurement, on observe que certains "galets" sont situés dans le prolongement les uns des autres ; en les reliant, il est possible de reconstituer des segments de bancs plissés et tronçonnés (cf. planche n° 47). Les "galets" semblent donc être d'anciennes charnières de plis plats dont les flancs ont été étirés et boudinés, et qui ont ensuite été isolés par une tectonique postérieure. Ce terme n'est donc probablement pas un vrai conglomérat d'origine sédimentaire, mais un faciès de convergence d'origine tectonique. (fig. 48)

Par endroit, la limite nette entre la trame et le galet n'existe pas : il y a passage continu de l'un à l'autre par une zone de couleur, donc de composition intermédiaire.

Sur le sommet Grønhøi, la roche se présente différemment : les pseudo-galets sont de taille inférieure (de 0,5 à 3 cm de diamètre), de forme plus arrondie et de couleur plus sombre, presque identique à celle du fond de la roche.

En lame mince, la trame de ces micaschistes pseudo-conglomératiques présente une texture porphyroblastique : le fond granoblastique, dont la taille des cristaux est inférieure à 0,1 mm, est constitué essentiellement de quartz, plagioclase (An 40 à 55), biotite et chlorite. Les porphyroblastes sont de biotite, grenat ou staurotide ; leur taille est supérieure à 0,5 mm. Les porphyroblastes de staurotide forment de larges plages très poecilitiques à inclusion de quartz ou de très petits fragments de cristaux étirés et déformés. On remarque deux sortes de cristaux de grenat : de gros cristaux automorphes poecilitiques à inclusion de quartz, et des cristaux plus petits aux formes irrégulières (xénomorphes ou écrasés ?). La trame de ce pseudo-conglomérat contient également une quantité assez importante (environ 10 %) de minéraux accessoires ; ce sont de l'épidote, de la tourmaline, du sphène, des minéraux opaques ; leur taille est intermédiaire entre celle du fond granoblastique et celle des porphyroblastes : elle varie de 0,5 à 0,1 mm. (fig. 49-50)

Dans les niveaux verdâtres, il n'y a pas de biotite mais de l'amphibole : c'est une amphibole vert-jaune pâle qui a des caractères intermédiaires entre la hornblende et l'actinote. Sur ces cristaux d'amphibole ont poussé en abondance des cristaux xénomorphes à teintes de polarisation très basses, possèdant souvent un cœur isotrope rouge-orangé ; ce minéral, bien que moins fréquent, existe également dans les niveaux à biotite où il provoque des auréoles pléochroïques dans les micas : nous pensons que ce minéral est une épidote zonée de type zoïzite à cœur d'alanite.

En lame mince, les pseudo galets se distinguent de la trame du micaschiste par :

- leur composition minéralogique quantitative : la teneur en quartz et feldspath est plus élevée que dans la trame. Toutefois, la composition minéralogique qualitative est identique.

- la taille moyenne des cristaux qui est inférieure à celle de la trame (inférieure à 0,1 mm).

- la texture qui est granoblastique sans porphyroblastes.

Le liseré sombre entourant la majorité des "galets" est constitué à 80 % de ferromagnésiens et d'épidote, les ferromagnésiens étant de la biotite ou de l'amphibole selon la nature de la trame.

Les bancs de quartzites rubanés associés aux micaschistes pseudo-conglomératiques ont une épaisseur de 1 à 2 m. Nous en avons observés sur le sommet du Grønhøi et sur le rebord E. du massif du Svartdalsfjellet.

Ils sont composés par une alternance de lits de 5 à 10 cm de quartzite pur blanc laiteux contenant parfois de petits grenats (de diamètre inférieur à 1 mm), et de lits micacés (biotite et mica blanc) moins épais (de 2 à 5 cm). Dans certains lits de quartz, nous avons observé des structures rappelant des stratifications obliques. En lame mince, les bancs quartzitiques sont composés d'environ 75 % de quartz et de sensiblement 20 % de grenat et mica. Les phyllites sont de la biotite et un mica blanc pseudo-uniaxe (phengite ?).

Sur le versant S. du Grønhøi, nous avons pu observer le passage progressif des micaschistes pseudo-conglomératiques à des masses d'une roche sombre, homogène, non orientée et très dure. Macroscopiquement, cette roche ressemble à une

roche plutonique basique finement grenue. La zone de passage du micaschiste franc à cette roche est caractérisée par un estompelement progressif de la foliation.

En lame mince, cette roche a une texture grano-porphyrblastique : la matrice finement grenue est composée pour la majeure partie de quartz et plagioclase (An 30 à 40) ; la taille des cristaux varie de 0,1 à 0,5 mm. Dans cette matrice se détachent des porphyroblastes très altérés de biotite et des reliques de cristaux d'amphibole (de 0,3 à 0,6 mm), qui sont généralement transformés en chlorite et epidote. Cette roche présente une texture de cornéenne typique, probablement issue d'un matériel pélito-gréseux (d'après P. Collomb et A. Spry). Nous examinerons la signification de cette roche dans les chapitres suivants.

- Les micaschistes quartzeux et quartzites sombres

Ce terme affleure en partie sur le versant N. du Grónhøi et en totalité au centre du massif du Svartdalsfjell. Nous évaluons son épaisseur à environ 800 m.

Il est constitué par des alternances irrégulières de micaschistes quartzeux gris bleuté sombre, de quartzites sombres et de niveaux verdâtres plus clairs. Nous pensons que ces répétitions peuvent être à la fois d'origine sédimentaire et tectonique ; il est difficile d'en trouver la stratigraphie précise et détaillée, la série étant affectée de plis isoclinaux serrés.

A l'affleurement, les micaschistes et quartzites ont une patine rouille caractéristique qui colore également toutes les fractures de la roche.

Macroscopiquement, les micaschistes, durs et compacts, de couleur gris sombre, sont très finement cristallisés. On y

distingué de très fines paillettes dispersées de biotite. Ces micaschistes présentent un litage millimétrique à centimétrique.

En lame mince, la texture de ces micaschistes est granoporphyroblastique ; la taille des grains varie de 0,3 à 1mm. Ils sont composés de quartz et plagioclase (An 20 à 40) (environ 30 %) en grains allongés parallèlement à la foliation, de biotite (environ 10 %) à cristaux de zircon abondants, le reste étant, selon des teneurs décroissantes : de la chlorite, une amphibole vert pâle (actinote ?), de l'épidote, tourmaline, grenat, micas blancs et des minéraux opaques. Les cristaux d'amphibole ne sont que des reliques sur lesquelles a poussé la biotite. A leur tour, les cristaux de biotite ont subi un remplacement partiel par de la chlorite. On remarque dans ces micaschistes la grande quantité de minéraux opaques qui, en s'oxydant donnent la patine rouille caractéristique de la roche. (fig. 51)

Les quartzites ont à l'affleurement, comme les micaschistes, une patine rouille et une cassure gris sombre ; mais ils s'en distinguent parce qu'ils forment des bancs plus durs mis en relief par l'érosion. Macroscopiquement on les reconnaît par leur grande dureté et leur éclat vitreux. A l'œil nu, ils semblent essentiellement composés de quartz sombre ; de petits lits légèrement micacés soulignent une pseudo-foliation. Nous pensons que ces quartzites proviennent de niveaux plus détritiques qui se sont déposés au sein des sédiments gréso-pélitiques ayant donné naissance aux micaschistes.

Au centre du massif du Svartdalsfjell, sur le versant S. du sommet Tunghøi, ces micaschistes et quartzites sont écrasés. En lame mince, on observe que les cristaux de quartz sont groupés en agrégats en forme d'amande ; de gros cristaux (supérieurs à 0,5 mm) tardivement recristallisés occupent le centre de ces amygdales. Autour de ces agrégats,

les phyllites sont étirées et ployées ; leurs contours sont flous ; les cristaux de biotite ont exsudé une grande quantité d'oxyde de fer qui remplit les espaces intergranulaires.

Intercalés dans les micaschistes et quartzites sombres du massif du Svartdalsfjell, on rencontre des bancs beige clair tachetés à reflets verdâtres ; épais de 0,5 à 2 m, ils évoquent des niveaux éruptifs. Macroscopiquement, ils sont constitués par une roche compacte microgrenue et homogène. A l'oeil nu, on y observe du quartz, des cristaux vert sombre pouvant être de l'amphibole, et des taches jaune-orangé qui sont probablement des cristaux de feldspath altérés. En lame mince, cette composition minéralogique apparente se confirme : quartz et plagioclase en grains non mâclés, amphibole vert jaune (actinote ?) altérée en chlorite et épidote (clinozoïzite) ; la taille des grains varie de 0,1 à 1 mm.

Souvent associés à ces niveaux, on observe de petits lits de quartzite clair verdâtre de 5 à 20 cm d'épaisseur. Leur étude au microscope montre une composition minéralogique très particulière : environ 70 % de quartz, le reste étant réparti également entre du feldspath potassique (microcline) et un mica blanc pseudo-uniaxe (phengite ?). Sur certaines sections allongées de mica blanc, coincées entre les plans de clivage, on observe de petites lamelles de biotite brun vert. Cette roche est un des rares faciès lithologiques du secteur contenant du feldspath potassique. Cette caractéristique nous conduit à penser que ces niveaux sont d'origine soit volcano-sédimentaire, soit éruptive.

- Les micaschistes graphiteux

Ils affleurent sur environ 600 m de large au centre du massif du Svartdalsfjell, à environ 1,5 km au SE.

de Svartdalsoetri, en particulier sur les sommets Tunghøi et Brendhøi.

A l'affleurement, ces micaschistes sont gris anthracite presque noirs avec la patine rouille et jaune caractéristique des niveaux à graphite (traces de sulfures). Lorsqu'on les écrase, ils laissent une trace grise sur les doigts. En lame mince, on y observe du quartz (50 %), de la biotite (15 %), des micas blancs et chlorite (10 %), et une grande quantité de petits grains de graphite. Dans certains niveaux, on remarque de petits nodules allongés de 3 à 5 mm de long, qui sont parfois en relief sur les plans de foliation. Au microscope, on constate que ces amas contiennent : à la périphérie de très petites paillettes de phyllite incolore (séricite ?) mouchetées d'une multitude de poussières de graphite et, au centre, parmi des cristaux de phyllite plus grands, des reliques de cristaux incolores débités en petits prismes allongés, parfois disposés en gerbe présentant les caractères optiques du disthène. Nous examinerons la signification de ces nodules à disthène lors de notre chapitre consacré à l'étude du métamorphisme.

- Conclusion

Dans son ensemble le groupe de Grønhøi semble être issu d'une série pélito-gréseuse (micaschistes et quartzites rubanés) parfois nettement détritique (quartzites sombres), avec également des termes d'une sédimentation en milieu réducteur. (micaschistes graphiteux). Au sein de cet ensemble se sont déposés des niveaux d'origine volcanique, probablement de type tuff ou cendre.

Le groupe du Grønhøi apparaît monotone : il est difficile à l'affleurement d'en délimiter précisément chaque terme. Il y a une évolution progressive entre chacun d'entre eux par des zones où alternent des bancs des différents faciès lithologiques. La subdivision du groupe en trois termes est assez subjective : elle correspond à trois zones où un type de faciès ou bien une association de faciès domine.

c) La formation de Svartdalsoetri

Cette formation a été définie sur le versant NW du massif du Svartdalsfjell, près du hameau de Svartdalsoetri, sur la rive droite de la rivière Reina. Elle affleure également au N. du Svartdalsfjell sur le versant N. du sommet Brenhøi. Cette formation se poursuit vers le N. et l'E. au-delà des limites du terrain que nous avons cartographié.

Dans la zone étudiée, nous avons distingué deux termes dans la formation de Svartdalsoetri qui sont, de la base vers le sommet structural, soit du S. vers le NW :

- les chloritoschistes et amphibolites,
- les micaschistes gris à porphyroblastes de biotite.

- Les chloritoschistes et amphibolites

Ce sont des roches vert sombre ou gris sombre à reflets verdâtres ; elles ont un débit plus ou moins grossier selon que ce sont des amphibolites massives ou des chloritoschistes. En lame mince, ces roches sont composées de plus de 50 % de cristaux d'amphibole ou de reliques de cristaux d'amphibole transformées en chlorite et épidote. On y observe également du quartz (abondant), de la calcite et du sphène. L'amphibole est pléochroïque vert bleuté à vert jaune ; son angle d'extinction varie de 11° à 17° ; il peut

s'agir d'un intermédiaire entre la hornblende et l'actinote.

Cette série verte est très probablement d'origine éruptive. La différence entre les amphibolites franches et les chloritoschistes peut être une différence génétique : des niveaux franchement éruptifs pour les amphibolites (sills ou coulées) et des niveaux volcano-sédimentaires pour les chloritoschistes (tuffs, cendres).

- Les micaschistes fins à porphyroblastes de biotite

A l'affleurement, ce sont des micaschistes massifs gris sombre à reflets verdâtres, très fins, à patine beige-ocre, qui ressemblent à certains faciès de la formation du Grønhøi. Ils sont homogènes et relativement quartzeux. Ils sont affectés d'une schistosité fruste dont les plans sont micacés.

Sur une surface d'échantillon sciée, on observe une multitude de petits porphyroblastes de biotite ; ceux-ci sont parfois alignés et forment des lits affectés de plis plats.

En lame mince, le fond de ces micaschistes est constitué de quartz et plagioclase (An 20-30) (ces deux minéraux représentant environ 35 % de la roche), de la chlorite (plus de 20 %), de l'épidote et des minéraux opaques. Sur ce fond granoblastique très finement cristallisé (la taille moyenne des cristaux est inférieure à 0,3 mm), se détachent les porphyroblastes poecilitiques de biotite (de dimensions variant de 0,2 mm à 1 mm) : ils contiennent des inclusions alignées de quartz, trace probable d'une ancienne foliation. Les porphyroblastes occupent le centre de sortes de nodules étirés parallèlement à la foliation ; du quartz en cristaux de plus en plus fins vers l'extérieur forme la "queue" de ces nodules. Les amandes ainsi constituées sont moulées par la foliation à chlorite de la roche. Nous reviendrons

sur la signification de cette structure dans notre chapitre consacré à l'étude du métamorphisme.

La formation de Svartdalsoetri, comme la formation du Grønhøi, apparaît donc d'origine mixte : pélitique et volcano sédimentaire.

d) Conclusion sur le groupe de Svartdalsfjell

Le groupe du Svartdalsfjell est donc caractérisé par des faciès d'origine pélitique, grésopélitique ou volcanique et volcanosédimentaire ; donc en apparence homogène (même origine probable pour les deux formations qui le composent).

Cependant, on note une différence entre les faciès métamorphiques et l'histoire tectonique des deux formations :

- présence de paragenèses à disthène, à plagioclases basiques (An 40-55), à staurotide, dans la formation de Grønhøi, ainsi qu'une histoire tectonique complexe.

- la formation de Svartdalsoetri ne comprenant que des paragenèses à biotite, plagioclase moins calcique (An 20-30) et chlorite.

Cependant, cette différence apparente entre les deux formations devrait être vérifiée au-delà du secteur étudié vers le N. et le NE.

2º) LE GROUPE DE FOKSTUA-NONSHØI

a) Introduction

Situé immédiatement au S. du groupe de Svartdalsfjell, ce groupe est défini, comme les précédents, par ses dominantes lithologiques et son unité tectonique.

Il est bordé au N.NW. par l'intrusion trondhjemite de Gardsenden et au S.SE. par les séries graphitiques et quartzitiques du Ståkåhøi. Le contact tectonique supérieur du complexe de l'Andbergshøi tronque la formation de Nonshøi à l'W.

Nous l'avons divisé en deux formations qui sont, du N. vers le S. : (fig. 54)

- la formation de Fokstua, qui affleure au NE. du terrain étudié dans la gorge du torrent Foksøi et traverse le groupe de chalets de Fokstua sur la route de Trondheim. Vers l'W., au-delà de la Lågen, cette formation n'affleure plus.

- la formation de Nonshøi définie sur le flanc N. du Nonshøi, sommet qui domine à l'W. du secteur la dépression de Veslskjervedal, ainsi que sur le flanc W. des crêtes du Kjølen. Les affleurements sont nombreux de part et d'autre du Slådalsveien, route conduisant de Lesja à Vaga.

b) La formation de Fokstua

Les coupes naturelles offertes par les torrents descendant de la ligne de crêtes située au SE. du hameau de Fokstua, permettent de bonnes observations (il est cependant difficile d'évaluer l'épaisseur de cette formation). Nous avons été conduits à diviser cette formation en deux termes différenciables, tant du point de vue macroscopique que

microscopique : les chloritoschistes et les micaschistes quartzitiques à porphyroblastes de biotite. (fig. 55)

- Les chloritoschistes

Affleurant au NW. près de l'intrusion trondhjémique, ils se présentent sous forme d'alternances de niveaux de micaschistes très finement lités verdâtres, et de niveaux quartzitiques à débit en dalles décimétriques gris-verdâtres. Les plans de foliation des dalles sont teintés en brun-doré par les cristaux de biotite. Les niveaux quartzitiques sont situés structuralement dans la moitié inférieure de la formation ; leur fréquence croît lorsqu'on se déplace vers le sommet structural. L'épaisseur de cette série est difficile à évaluer : dans la région de Fokstua, on peut recouper les foliations sur 1500 m. Vers l'W., au N. de Dombás, ce terme disparaît rapidement par un contact tectonique pendant fortement vers le NW.

En lame mince, les niveaux quartzitiques présentent un assemblage de grains de quartz polyédriques qui constitue le fond de la roche. La taille des grains est de l'ordre de 0,1 mm. Des cristaux de quartz en amande de 0,5 mm sont allongés parallèlement au feuillement de la roche ; de tels grains peuvent former des filonnets parallèles au feuillement. (fig. 56, 57, 59)

De petits grains hypidiomorphes de zoïsite en sections basales ou allongées, sont disposés de manière quelconque dans les plans de foliation à biotite.

La biotite donne à la roche une structure lépidoblastique. Elle se présente sous forme de longs cristaux effilés abondants dans les lits de granulométrie plus grossière. Quelques rares cristaux isolés et déformés paraissent plus anciens.

. La chlorite toujours tardive, est sous forme de cristaux flexueux naissant sur la biotite. Les individus isolés dans le fond de la roche sont idiomorphes.

Le mica blanc est rare, il existe sous forme de relique que recoupe la biotite.

Le feldspath est exceptionnel, c'est un plagioclase de type albite, lorsqu'il est présent.

Les minéraux accessoires comprennent des cristaux automorphes de tourmaline, parfois abondants, des minéraux opaques en baguette.

Le zircon et l'apatite sont présents dans la biotite.

Dans les chloritoschistes, nous avons observé dans la coupe offerte par le ruisseau Hundyrju, un faciès porphyroblastique gris-sombre ayant macroscopiquement un aspect mylonitique.

Ce faciès unique dans la formation de Fokstua constitue quelques bancs de 10 à 70 cm d'épaisseur environ.

En lame mince, cette roche est constituée principalement de plagioclase saussurisé et de quartz.

Le feldspath est un plagioclase de type albite-oligoclase (angle d'extinction 8 à 11°). Il constitue de petits porphyroblastes arrondis de 2 mm. se détachant sur un fond grenu formé de quartz et de petits cristaux de plagioclase de même type que les porphyroblastes.

Les produits d'altération du plagioclase sont de l'épidote, de la séricite, plus rarement de la chlorite.

L'épidote envahit toute la lame, la pistachite et la zoïsite sont les deux espèces principales.

La séricite souligne les clivages du plagioclase ; dans certains cristaux, elle peut être le seul produit d'altération.

La chlorite est disposée en fines paillettes à la périphérie du plagioclase.

La biotite est peu abondante et ancienne. Elle est remplacée par de la chlorite dont les clivages sont jalonnés d'oxyde de fer. Presque toute la chlorite provient de l'altération de la biotite.

Les minéraux accessoires : le sphène est un leucoxène se développant à la périphérie de l'ilménite.

Le rutile, en grains rouge-brun, est fréquent à la périphérie de la chlorite ou dans les individus de biotite reliques.

- Les micaschistes quartzitiques à porphyroblastes de biotite

Dans la coupe de Fokstua, ces micaschistes sont parfois intercalés dans les chloritoschistes ; ils affleurent surtout dans la région de Høgsoetri à l'W. de Dombås, où les chloritoschistes disparaissent.

Leur contact avec l'intrusion granodioritique n'a jamais été observé à cause des dépôts quaternaires couvrant la vallée de la Lågen.

A l'W., près de Bottheimsoetri, ce terme est tronqué par le contact de base de la nappe de Trondheim, lui-même haché par une zone faillée.

Vers le SE, ce terme passe progressivement aux micaschistes argentés de la formation de Nonshøi.

Macroscopiquement, la roche est toujours noirâtre et constitue des affleurements très sombres dans le ruisseau de Kvernai. Nous avons distingué deux faciès :

- l'un présente une alternance de lits sombres et de lits clairs piquetés de cristaux millimétriques de biotite sans orientation préférentielle.

- l'autre est plus caractéristique ; il s'agit d'un micaschiste tacheté gris-sombre dont les taches sont de forme ovoïde et de teinte noire.

Microscopiquement, dans le faciès lité, le quartz se présente en grains ne dépassant jamais 0,05 mm. Dans les lits clairs, il forme plus de 50 % de la roche.

La chlorite est abondante (20 à 25 % de la roche) ; les cristaux sont allongés, enchevêtrés, parfois radiaires, mais jamais en amas flexueux.

Dans le faciès tacheté, l'enchevêtrement des baguettes de chlorite masque d'autres minéraux plus anciens.

La biotite est disposée de manière quelconque en petites plages à bords estompés de 0,05 à 0,01 mm. Dans le faciès rubané, elle constitue les lits sombres, tandis que dans le faciès tacheté elle forme un "piquetis" au sein des niveaux quartzeux ; elle n'existe jamais dans les taches elles-mêmes.

Le mica blanc est une muscovite (peut être phénacitique) généralement bien cristallisée en lames allongées de 0,5 mm. Des sections basales très poecilitiques paraissent appartenir à des cristaux plus anciens. Des individus bien cristallisés, non déformés, occupent la périphérie des taches chloriteuses dont ils marquent grossièrement les contours ; des poeciloblastes sont disposés également à l'intérieur des taches.

Ce faciès est remarquable par l'absence d'orientation planaire et linéaire de la roche, l'abondance relative de la muscovite par rapport à la biotite a été très rarement observée dans les autres formations du Trondheim.

L'amphibole est de type actinote ; lorsqu'elle est présente, elle ne constitue pas plus de 1 % de la composition minéralogique globale. Les cristaux sont xénomorphes très poecilitiques, d'aspect déchiqueté. Ils paraissent toujours plus anciens que les micas ; la biotite et la chlorite semblent être des produits de leur altération.

Les minéraux accessoires sont : la tourmaline, les minéraux opaques, quelques grains de rutile.

Remarquons enfin que le plagioclase est absent.

c) La formation de Nonshøi

- Définition

Cette formation se présente comme une bande transversale, large de trois kilomètres environ dans sa plus grande largeur. A l'W. du secteur, comme la formation de Fokstua, elle est limitée par le contact de base de la nappe de Trondheim sur l'unité de l'Andbersghøi.

La limite méridionale est fréquemment bordée par des faciès mylonitiques. Il existe une discordance cartographique entre les niveaux lithologiques du groupe sousjacent et les micaschistes de cette formation. Juste sous le sommet du Grønhøi, ainsi que sur ses versants W. et E., la formation du Nonshøi est écaillée sur la formation du Ståkåhøi. Les faciès lithologiques changent brusquement entre ces deux formations : l'apparition de bancs d'amphibolites massives ou de roches gneissiques verdâtres témoignent de ce changement. Le degré de

métamorphisme paraît s'élever dans les faciès du Stakahøi : la biotite et le grenat y sont abondants et bien développés. Ces caractères permettent de tracer une limite nette entre les deux ensembles lithologiques.

Vers le N., le passage à la formation de Fokstua est très progressif ; les répétitions de faciès, souvent observées comme une transition entre les deux formations sont plus certainement dûes au plissement qu'à des récurrences stratigraphiques.

L'évaluation de l'épaisseur de cette formation reste approximative, compte tenu, d'une part de la remarque précédente, d'autre part de la transposition de la stratigraphie par rapport aux directions structurales observables. Dans la région de Nonshøi cette série, avec ses différents termes, affleure sur 3500 m environ, tandis qu'à l'E., sur le versant NW. de la ligne de crêtes de Hjellhøi-Hardbakken, à l'E. du Dombås, la largeur d'affleurement est réduite à 800 m. Cette réduction, influencée sans doute par une variation latérale de faciès (certains termes sont peu développés ou absents) est principalement d'origine tectonique : on y observe de fréquentes zones d'écrasement. L'existence enfin de plis intra-foliaux replissés par des plis isocliniaux serrés, sont les facteurs qui conduisent à réduire l'épaisseur à une valeur optimale de l'ordre de 500 m.

La formation du Nonshøi comprend quatre termes qui sont de la base vers le sommet structural, soit du S. vers le N. :

- un conglomérat polygénique à ciment gréso-pélitique,
- des séricitoschistes à amphiboles (garbenschieffer),
- des micaschistes argentés à niveaux carbonatés,
- et des quartzites rubanés.

- Le conglomérat polygénique à ciment gréso-pélitique

Ce conglomérat affleure en contre-bas de la route menant de Lesja à Vágå, dans le torrent Fautjornbakken, ainsi que sur la limite S. de la formation, sur le versant N. du petit sommet Verket situé à 1 kilomètre à l'E. de la route de Vágå. Ce sont les deux seuls affleurements que nous ayons trouvés. (fig. 74)

Dans le torrent, le conglomérat affleure en structure synclinale dans des micaschistes gris-cendré. L'érosion permet d'en extraire des galets aplatis et étirés en vrille. Macroscopiquement, ces galets dont la taille est supérieure à 10 cm, ont l'aspect de micaschistes quartzitiques, de quartzites noirâtres et verdâtres ; d'autres dont la taille est plus modeste (5 à 10 cm) forment des lits monogéniques décimétriques. Leur teinte, gris-blanchâtre, contraste avec la teinte gris-cendré des micaschistes de type Garbenschieffer qui cimentent les galets.

Un galet de roche verte a été observé près du sommet Verket sur un poli glaciaire (le prélèvement n'a pu en être effectué pour une observation en lame mince).

L'épaisseur de ce conglomérat varie de 4m jusqu'à 50 cm environ ; ces variations semblent dues pour la plupart aux conditions de sédimentation.

L'étude microscopique de ce conglomérat a permis d'observer la composition minéralogique suivante :

• Le ciment est constitué de ségrégations de grains de quartz hétérométrique (0,1 à 1 mm) ayant un aspect cataclastique, et d'amas micacés composés essentiellement de biotite. Ces deux minéraux constituent 60 à 70 % du ciment. (fig. 75)

Des cristaux d'amphibole de type actinote (pléochroïsme vert pâle à incolore, angle d'extinction 14-16°)

très cataclasés et altérés sont noyés dans les îlots micacés.

Dans des amas de quartz broyé, on observe des chaînelets de cristaux d'épidote associés à de la biotite. L'épidote en grain et en baguette peut être également abondante dans les amas micacés.

Le mica blanc (essentiellement de la muscovite) est disséminé en fines paillettes dans les différents agrégats, mais souligne la foliation visible macroscopiquement.

Le quartz tardif oblitère les cassures et colmate les galets. Des grains de calcite anciens paraissent liés aux amas écrasés de quartz.

La chlorite est peu développée, quelques cristaux contenant des reliques de cristaux de biotite ont été observés dans les îlots micacés.

Le plagioclase a été rarement discerné, sinon sous forme de cataclastes dont la taille n'excède pas 0,1 mm. La composition de ce plagioclase est de 15 à 25 % d'anorthite : c'est de l'oligoclase.

L'épidote, ainsi qu'une partie de la calcite primaire dérive de l'altération de ce plagioclase.

Les minéraux accessoires : tourmaline, quelques zircons, minéraux opaques.

En lame mince, les galets de micaschistes quartzitiques sont constitués de 80 à 90% de quartz formant une mosaïque de grains crénelés, craquelés, à extinction roulante. Certains cristaux dont la taille atteint 1,5 mm., présentent les traces d'une recristallisation tardive.

Le plagioclase, de type albite, est présent en petits cristaux idiomorphes mâclés (carlsbad ou albite) qui constituent 10 % environ de la roche .

La calcite (2 à 5 %) peu mâclée, est dispersée dans l'ensemble de la roche.

Le mica blanc de type muscovite forme des individus trapus peu déformés.

La biotite, en petites bâillettes, semble tardive comme la chlorite qui est dispersée dans ces galets.

La structure est équante ; les grains sont généralement imbriqués et leur taille ne dépasse jamais 0,5 mm.

• Les galets de kératophyre - Ils sont constitués à 90 % de plagioclase de type albite ou albite-oligoclase (de 10 à 18 %), mâclés carlsbad uniquement. Ce plagioclase est représenté par deux types de cristaux : de grands porphyroblastes millimétriques sur un fond tantôt à tendance micro-lithique, tantôt constitué de petits grains (0,1 mm) xénomorphes ; ils confèrent une structure porphyrique à cette roche.

Le calcite est présente et constitue un fin liseré autour des phéno-cristaux d'albite, ou bien se rencontre en cristaux tardifs dans les caspures. (fig. 75)

La biotite est rare et accessoire, elle est antérieure à la chlorite qui souligne une foliation ondulante par une suite de cristaux allongés, parfois flexueux, et aux extrémités lacinierées.

Les minéraux opaques sont rares.

Le quartz en grains subautomorphes, à extinction roulante, est présent dans le fond de la roche ; la taille des grains est de l'ordre de 0,05 mm.

- Les séricitoschistes à amphibole ou Garbenschieffer (1)

Nous utilisons ce terme de garbenschieffer dans son

(1) de l'allemand "garben" = gerbe
"schieffer" = schistes.

sens descriptif assez large. Ce mot est très employé par les auteurs travaillant sur les formations du bassin de Trondheim. T. Strand (1960) les définissait comme "des métargilites caractéristiques du Trondheim, avec de grands porphyroblastes d'amphibole disposés en gerbe. Ils contiennent souvent de la muscovite associée à l'amphibole".

Nous reviendrons sur la signification des garbenschieffer dans l'histoire des cristallisations et déformations du complexe de la nappe de Trondheim.

Ce terme, d'une épaisseur de 100 m au maximum, est affecté de plis isoclinaux très serrés qui multiplient son épaisseur réelle. Dans la partie E. (région de Dombas sur les sommets du Hjellhøi, près de Gråholi (1320 m), au SE. de Fokstua, les affleurements de garbenschieffer sont interrompus par le contact tectonique qui fait reposer le groupe de Fokstua-Nonshøi sur le groupe de Stakahøi.

À l'affleurement, ces micaschistes présentent généralement des surfaces argentées, généralement ondulées, mouchetées d'aiguilles d'amphiboles disposées de manière quelconque dans l'espace ; la foliation pend régulièrement d'environ 50° vers le NW. Parfois, les aiguilles peuvent être groupées en sorte de gerbe. L'altération de ces surfaces en taches orangées est fréquente. On reconnaît aisément ces affleurements grâce aux lichens qui les couvrent : nous avons remarqué, en effet, qu'une espèce de lichen de couleur rouge-orangé croît sur des roches ayant un certain pourcentage de carbonate.

Ce sont des roches très feuilletées qui se débloquent en lames irrégulières. Notons cependant que les garbenschieffer de la formation de Nonshøi sont moins caractéristiques que ceux du groupe de Musidal.

En lame mince, ils possèdent une structure graminatoblastique. Le fond de la roche est constitué par

des lits millimétriques de quartz, mica blanc, mais aussi par quelques grains de calcite. (fig. 73)

Les poeciloblastes d'amphibole, ainsi que quelques cristaux de biotite sont surimposés à la structure foliée primaire. Le quartz (35 à 40 %) forme des tablettes cristallines à extinction franche, ce qui tendrait à montrer qu'il a entièrement recristallisé selon les plans de foliation. Certains cristaux paraissent subautomorphes. Les grains sont isométriques, leur taille est inférieure à 0,1 mm.

Le mica blanc, de type muscovite, est cristallisé en très fines paillettes, parfois même en aiguilles. Dans ce dernier cas, il peut s'agir de séricite; la taille moyenne des baguettes est alors de 0,05 mm. Il souligne la foliation.

La biotite présente des cristaux de deux générations. Les cristaux tardifs se développent autour et dans les cassures de l'amphibole en forme de baguettes. Les cristaux anciens sont en plages avec une bordure d'altération : ces cristaux sont déformés, en inclusions dans l'amphibole ou dans la biotite récente.

L'amphibole est faiblement pléochroïque (incolore à vert pâle) et son angle d'extinction varie de 12 à 15° ; ces caractères optiques coïncident avec ceux de la série actinote-trémolite. Elle se présente en poeciloblastes de quelques millimètres de long, fréquemment sigmoïdes ; les cristaux sont idiomorphes légèrement cataclasés.

L'amphibole et la biotite représentent 8 à 10 % de la roche.

La chlorite rarement associée au mica blanc dans la foliation, les cristaux sont très allongés et très peu pléochroïques.

Le plagioclase est représenté par quelques porphyroblastes (0,5 mm) d'albite non mâclés.

Les minéraux accessoires sont les oxydes de fer, du zircon, un peu d'apatite, de l'épidote.

- Les micaschistes argentés à niveaux carbonatés et quartzites rubanés

Ces micaschistes affleurent à l'W. du secteur de part et d'autre de la route du Slådalsveien qui conduit de Lesja à Vågå. Ils représentent le terme le plus développé de la formation de Nønshøi. Les meilleurs affleurements forment des parois rocheuses dans le massif du Nønshøi. Le cours supérieur des torrents Nonshøibakken et Kvernai ont fourni de bonnes coupes dans ces micaschistes.

Dans cette formation qui nous semblait à priori très monotone, nous avons essayé de trouver des niveaux repères pouvant fournir un guide dans l'étude structurale. Nous y avons observé des niveaux quartzitiques passant à des quartzites micacées, mais leur abondance et l'absence d'affleurements continus rendent difficile la mise en évidence de leurs relations. A l'aide d'acide chlorydrique très dilué, nous avons pu mettre en évidence la présence de niveaux carbonatés dans ces micaschistes. Les niveaux ainsi repérés dans des coupes suivent approximativement la structure des quartzites micacés. Cependant, nous avons remarqué que les quartzites micacés sont abondants à l'W. du Slådal-sveien, mais disparaissent totalement au niveau de Dombås sur les versants du Gudbrandsdal ; les niveaux carbonatés demeurent abondants partout ; ceci permet de remarquer à nouveau l'éventualité d'une variation de faciès d'E. en W. dans le groupe de Fokstua-Nønshøi (cf. dans la formation de Fokstua).

L'inventaire des niveaux carbonatés et des niveaux quartzitiques montre qu'il existe vraisemblablement trois séquences quartzitiques suivies de séquences carbonatées en nombre équivalent. Une des séquences quartzitiques apparaît moins développée. Nous reviendrons en conclusions de ce chapitre sur ces questions.

La disposition de ces divers termes lithostratigraphiques est en synforme déversé vers le S. ; les foliations ont un pendage variable de 20 à 80° vers le S. Localement, des replis non cartographiés d'ampleur décimétrique, peuvent inverser les directions de pendage.

A l'affleurement, les micaschistes sont de teinte grise, avec parfois une altération beige. Les plans d'exfoliation sont luisants, argentés et rappellent les schistes lustrés alpins. Le débit est très fin. Certains niveaux altérés sont troués : ceci a été provoqué par la dissolution de petits cristaux de calcite. Des minéraux noirs en bâtonnets sont parfois disposés dans les plans de foliation : les séquences carbonatées ne sont pas différenciables à l'oeil nu, seul l'acide permet de les reconnaître. (fig. 67-68)

Dans le massif de Nonshøi, les quartzites micacés peuvent former des affleurements en relief dans la topographie. Ils sont couverts de lichen de couleur vert-d'eau qui servent d'indicateurs à l'affleurement. Les lits micacés sont creusés par l'érosion, ce qui met en relief des bandes centimétriques de quartz blanchâtre. Cet aspect des surfaces d'érosion nous a conduit à les désigner sous le nom descriptif de quartzites rubanés.

Les effets des différentes phases de plissements qui ont été enregistrés et conservés par ce niveau lithologique lui confèrent une allure tourmentée. (fig. 69, 70, 71)

Les épaisseurs de ces séquences sont de 5 à 25 m pour les quartzites micacés, de 10 à 30 m pour les micaschistes carbonatés et de 30 à 50 m pour les micaschistes argentés non carbonatés. L'épaisseur totale du terme peut être estimée d'environ 350 à 400 m.

• Les quartzites micacés rubanés

La minéralogie de ces quartzites est très réduite. Il s'agit d'une roche presque monominérale à structure grano-blastique équante :

Le quartz constitue entre 95 et 98 % de la roche selon les échantillons. Les grains sont xénomorphes denticulés, imbriqués les uns dans les autres. Leur taille varie de 0,5 à 0,2 mm. Il existe dans certains échantillons une apparence de classement, les grains sont légèrement hétérométriques, leur taille varie entre 0,6 à 0,1 mm.

Les recristallisations tardives sont peu importantes, tous les cristaux ont une extinction roulante.

Le mica : il s'agit de mica blanc en petites paillettes de 0,2 mm de long environ. Elles soulignent les structures plissées visibles en lame mince et marquent très faiblement la foliation. Elles sont groupées en lits atteignant 1 mm d'épaisseur en moyenne, qui peuvent être affectés de petits plis flexuraux.

La chlorite est présente dans les lits micacés ainsi qu'en porphyroblastes épars associés à des paillettes de mica blanc dans les lits quartzeux.

Les minéraux opaques sont peu abondants.

• Les micaschistes argentés

Ces micaschistes, qui paraissent homogènes à l'affleurement et en échantillon, présentent, de manière très synthétique, en lames minces, de nombreuses variations minéralogiques. Nous les présenterons en trois sous-faciès lithologiques.

ques pouvant coexister dans un même échantillon.

+ Le sous faciès à reliques d'amphibole

La structure en lame mince est granoporphyrablastique. Le litage est marqué par une alternance d'îlots quartzofeldspathiques et de lits micacés contenant des reliques d'amphibole. (fig. 72)

Le quartz est en cristaux hypidiomorphes de 0,5mm. L'extinction roulante est rarement nette, des inclusions de calcite ou de mica blanc sont les traces d'une recristallisation tardive de ce quartz.

Le plagioclase est peu abondant (2 à 4 %). C'est une albite en petits individus peu mâclés, à contours arrondis.

La calcite appartenant à deux générations cristallines est présente en quantité variable dans les îlots quartzofeldspathiques.

Les lits micacés sont constitués de mica blanc et de biotite.

Le mica blanc comprend de la séricite et de la muscovite ; ce sont de fines baguettes parfois aciculaires associées à des plaques hypidiomorphes de biotite altérée.

Cette foliation à biotite, mica blanc et îlots quartzofeldspathiques, est recoupée perpendiculairement par des plis flexuraux : une schistosité de flux matérialisée par de la séricite et chlorite constitue une néofoliation.

La chlorite se développe à partir de la biotite ; en lumière naturelle, les teintes de pléochroïsme de la biotite peuvent subsister dans les aggrégats mal cristallisés de chlorite. Les paillettes de chlorite accompagnent le mica blanc et sont en grande partie déformées.

Des groupements de 3 à 4 individus de biotite fraîche forment des amandes dont la taille atteint 3 à 5 mm. Celles-ci correspondent aux minéraux noirs qui parsèment les surfaces argentées des micaschistes. Au sein de ces amandes des reliques d'une amphibole (actinote) très cataclasée, sont

parfois décelables.

Les minéraux accessoires sont des baguettes d'ilménite alignées selon la néofoliation, de petits agrégats d'épidote (S.L.), du zircon, de l'apatite, de la tourmaline, et des oxydes de fer associés à la calcite.

+ Le sous-faciès lithologique à albite-oligoclase

La biotite et l'amphibole en sont absents. Les gneiss de quartz sont hétérométrique (de 0,5 à 0,1 mm). La structure porphyroblastique est due à la présence d'albite ou de l'albite-oligoclase en grands cristaux (0,5 mm) à contours émoussés, macle polysynthétiques et péricline. Des exsudats de calcite forment des gouttes dans le cristal et à sa périphérie. Des fibres de séricite s'alignent selon le clivage du minéral.

La calcite en grands cristaux néoformés n'est pas rare.

Le mica blanc constitue à lui seul des lits micacés ; la chlorite tardive, sécante sur la foliation, constitue avec le mica blanc des enchevêtrements cristallins.

Les minéraux accessoires sont réduits à l'ilménite et quelques oxydes ou hydroxydes de fer.

Remarque : les niveaux carbonatés sont constitués par les deux sous-faciès décrits précédemment. L'abondance des individus de calcite en est variable.

Rappelons que la calcite n'est jamais exprimée sous forme de filonnets, même lorsqu'elle représente 15 à 20 % de la composition minéralogique globale ; elle fait toujours partie intégrante du fond de la roche.

• Le sous-faciès quartzitique

Ce sous faciès est peu développé. Il contient toujours de 0 à 2 % de calcite. C'est un faciès micaschisteux contenant autant de quartz que de phyllites.

Le quartz hypidiomorphe en tablettes constitue des lits millimétriques. Les cristaux sont isométriques 0,4 à 0,3 mm. Les plages à extinction roulante sont très fréquentes. Il existe au minimum deux générations cristallines.

Quelques grains de feldspath plagioclase de 0,1 à 0,2 mm composent la trame avec le quartz.

Les phyllites sont constituées de mica blanc (muscovite et séricite) toujours très finement cristallisées et de biotite à l'état de fantôme subsistant dans de la chlorite. Celle-ci, en plages idiomorphes, possède un pléochroïsme très accusé dans les teintes vertes. La chlorite est associée aux lits phylliteux. Ses relations avec les grains de quartz permettent de penser qu'il existe deux générations de chlorite faiblement séparées dans le temps.

Lorsque la chlorite est très abondante (26 à 30 % de la roche), nous obtenons une sorte de schiste de teinte verte assez comparable aux chlorotoschistes de Fokstua.

Les minéraux accessoires sont de l'ilménite, parfois des cristaux idiomorphes de magnétite et quelques grains à peine décelables d'épidote (leur abondance peut atteindre 4 %).

Remarque : Nous avons trouvé en un endroit des reliques de grenat transformé en chlorite et epidote. Ceci fait exception, car toutes les séquences du terme des micaschistes sériciteux du Nonshøi en sont dépourvues.

d) Conclusion : principales caractéristiques lithostratigraphiques du groupe de Fokstua-Nonshøi

Dans ce groupe, la formation de Nonshøi présente des associations lithologiques ayant une valeur lithostratigraphique indéniable et, à ce titre, peut être considérée comme un repère cartographique.

Des affleurements particulièrement abondants ont permis de distinguer quatre termes principaux :

- Un conglomérat polygénique à ciment gréso pélitique. Les galets sont de micaschistes, quartzites et surtout de kératophyres. Ce conglomérat passe latéralement à une météo-arkose grossière. Bien que les corrélations des niveaux conglomératiques soient toujours hasardeuses à l'échelle de la nappe de Trondheim, ce niveau représente un repère stratigraphique. Cependant sa nature lenticulaire ne permet pas d'en faire un repère cartographique sûr.

- Le terme suivant de séricitoschistes à amphibole de type garbenschieffer passe à des micaschistes argentés à niveaux carbonatés dans lesquels sont intercalés des bancs métriques de quartzites rubanés. Les garbenschieffer représentent certainement un terme volcanodétritique assez riche en plagioclase acide et calcite.

La sédimentation devient plus rythmique vers le sommet structural de la série. Les micaschistes en représentent le terme le plus pélitique ; ce terme s'enrichit progressivement en carbonates (calcite) sans jamais passer à un marbre franc même impur. Enfin, les quartzites rubanés représentent le terme gréseux. Cette sédimentation rythmique est visible à l'échelle décamétrique, voire hectométrique. Ces derniers caractères peuvent être comparés à ceux de la formation de la Musa

dans le groupe de Musadal où nous retrouvons une sédimentation rythmique encore mieux exprimée.

- La formation de Fokstua est beaucoup plus hétérogène. Les schistes verts, quartzitiques à la base, montrent également des alternances de lits de composition minéralogique variée, par exemple lits de quartz, lits d'épidote, niveaux biotitiques. Les lits de quartz, de granulométrie différente, possèdent également ce caractère rythmique traduit quantitativement par l'abondance et le développement du mica brun. Les niveaux fins de schistes verts, riches en chlorite et epidote, sont issus probablement d'une sédimentation volcano-détritique ou de tuffs à tendance basique. Cette sédimentation marquée des caractères d'un volcanisme basique contraste avec les termes volcano-détritiques acides de la formation de Nonshøi.

Il existe cependant un doute sur les relations unissant la formation de Fokstua à l'un de ces termes : les micaschistes quartzitiques à porphyroblastes de biotite. Ce terme est essentiellement quartzistique, sa texture présente des indices de métamorphisme de contact (faciès à pustules). Le plagioclase est rare et la granulométrie du quartz est très fine ; le mica blanc est bien développé par rapport aux faciès des autres formations. Nous avions pensé qu'il pouvait s'agir d'un terme comparable aux micaschistes quartzitiques du groupe du Svartdalsfjell, mais de degré métamorphique plus faible. Cependant, l'existence d'un contact tectonique entre la Trondhjemite et la formation de Fokstua permet de douter de la possibilité d'une relation simple avec les roches du groupe de Svartdalfjell. D'autre part, le métamorphisme de contact est mieux imprimé dans les roches de la formation du Grønhøi et leur histoire n'est pas comparable. C'est pourquoi, en gardant l'hypothèse d'un thermométamorphisme local, il nous paraît plus raisonnable de relier

ce terme au groupe de Fokstua-Nonshøi dont il serait un terme détritique gréseux. Sa position lithostratigraphique deviendrait alors transitoire entre la série volcano-sédimentaire basique de Fokstua et les formations à sédimentation rythmique de Nonshøi.

Nous avons décrit également une roche peu développée (1 à 3 cm d'épaisseur) porphyroblastique à plagioclase saussuritisé très comparable à une roche éruptive granodioritique. Vu le caractère local de cette observation, il nous paraît difficile de conclure sur son origine ; le degré d'altération de cette roche ainsi que le laminage sévère qu'elle a subi permettent pas de relier cette roche au massif trondhjémitique situé 1 km plus au N., bien que sa nature magmatique ne soit pas mise en cause.

3^e) LE GROUPE DE STÅKÅHØI

a) Introduction

Le groupe de Ståkåhøi est le plus varié et le plus complexe des groupes lithologiques que nous avons distingués dans le secteur étudié.

Il affleure en une bande W.SW-E.NE qui occupe la zone septentrionale de la moitié sud du secteur. Au N. il est limité par le contact tectonique de base du groupe de Fokstua-Nonshøi qui plonge d'environ 50° vers le N. Au S., le groupe de Ståkåhøi chevauche le groupe de Musadal : cette surface de chevauchement est plissée, ce qui provoque des imbrications des faciès lithologiques appartenant aux deux groupes. Nous développerons et essayerons de débrouiller cette structure complexe dans un chapitre consacré à l'étude de la tectonique.

A l'W. du secteur, sur la bordure occidentale de la nappe de Trondheim, le groupe de Ståkåhøi affleure sur environ 4,5 km de large sur le versant S. du Grønhøi et sur le Grønhøkollan jusqu'à la rivière Skjerva ; il se prolonge vers l'E.NE où nous l'avons retrouvé sur les sommets Verkjeshøi, Ståkåhøi puis Langhøi ; avant d'atteindre le Gudbrandsdal il s'élargit et constitue au S. les affleurements des sommets Mereftashøi, Nonshøi et Sjøberget : il s'étale alors sur 8 km. Sur la rive E. du Gudbrandsdal, nous l'avons observé au SE de Dombås sur les sommets Hardbakken, Nysoeterhøi et jusqu'à la rivière Einbugga au S.

Malgré la variété des faciès lithologiques qui le composent, le groupe de Stakahøi possèdent deux particularités qui permettent de distinguer ses formations de celles

des autres groupes du secteur :

- La première est visible sur le terrain et se vérifie au laboratoire : il s'agit de l'intensité apparente du métamorphisme, elle apparaît supérieure à celle ayant affecté les autres groupes. Sur les affleurements, cela se traduit par un degré de "cristallinité" des roches plus grand ; c'est le seul groupe contenant des gneiss vrais.

- La seconde particularité du groupe de Ståkåhøi est apparue lors de l'étude des échantillons au laboratoire : c'est une individualité d'ordre géochimique des micaschistes du groupe.

Nous développerons ces caractères particuliers du groupe de Ståkåhøi dans les chapitres consacrés respectivement au métamorphisme et à la géochimie.

Après l'étude lithologique, le groupe de Ståkåhøi nous a paru constitué de cinq formations distinctes qui sont, du sommet structural vers la base, soit approximativement du N. vers le S. (en négligeant les relais latéraux entre formations) : (fig. 76)

- la formation de Einbu,
- la formation du Nysoeterhøi,
- la formation de Grønbakkå,
- la formation de Åteigen,
- la formation de Skardkollan.

La formation de Tverrai, structuralement liée au groupe de Ståkåhøi, mais lithologiquement apparentée à celui de Musadal, ferai l'objet d'un chapitre spécial. Cependant, pour des raisons de simplification, cette formation figure sur la légende de la carte à la fin de la rubrique "groupe de Ståkåhøi".

b) La formation de Einbu

La formation de Einbu a été définie au SE de Dombås sur le flanc S. du sommet Hovda. Elle s'y étend sur environ 500 m de large ; nous évaluons son épaisseur à une trentaine de mètres. Au N., la foliation est très redressée et est concordante avec le contact de base du groupe de Fokstua-Nonshøi qui plonge d'environ 50° vers le N.NW. Au S., la formation de Einbu est subhorizontale et chevauche largement, en les tronquant, les faciès de la formation de Nysoeterhøi située plus au S. (voir coupe n° 77).

La formation de Einbu n'affleure que dans la moitié E. du groupe de Ståkåhøi de part et d'autre du Gudbrandsdal. Vers l'W., au centre du fjell, elle disparaît complètement. Aucun passage latéral à une autre formation n'ayant été constaté sur le terrain, cette disparition met à nouveau en évidence la nature tectonique des contacts entre les groupes de Fokstua-Nonshøi au N. et Ståkåhøi au S.

Du point de vue lithologique, la formation de Einbu ne contient qu'un seul terme, lui-même constitué d'un unique faciès.

A l'affleurement, ce sont des gneiss fins verdâtres à rubanement centimétrique à millimétrique irrégulier et très déformé ; de nombreux filonets de quartz plissés les recoupent. Par endroits, ces gneiss semblent écrasés ; ils sont hachés par d'abondantes surfaces verdies (revêtement d'épidote et de chlorite). A l'oeil nu, on y distingue du quartz, du feldspath, de la biotite et de la chlorite. On y observe de petits plis d'amplitude centimétrique de styles très variés. Dans certains lits la foliation est à peine visible : le gneiss tend à s'homogénéiser.

En lame mince, cette roche est composée d'environ 30 % de quartz et plagioclase (albite-oligoclase) en cristaux fréquemment non mâclés mais reconnaissables par leur début d'altération. On y observe également une quantité importante de biotite brun-verdâtre (environ 25 %) dont la majorité des cristaux sont affectés par un début de chloritisation. Par endroits, on observe des cristaux de chlorite groupés en agrégats en forme d'amande qui semblent alignés le long des fractures. Une lame mince taillée dans un échantillon prélevé près des chalets de Einbu montre une grande abondance de cristaux automorphes de clinzoïsite (environ 5 %) et de sphène. La taille moyenne des cristaux ^{est} de 2 mm (biotite) à 0,2 mm (quartz, epidote). Dans les échantillons récoltés à l'E. du Gudbrandsdal, on note la présence de cristaux d'amphibole vert-bleuté (actinote) poecilitiques, partiellement remplacés par de la biotite. On remarque également dans ce faciès la présence de porphyroblastes de grenat poecilitiques à inclusions de quartz et biotite chloritisée : ces porphyroblastes peu déformés semblent être tardifs. (fig. 79)

Ce faciès des gneiss de Einbu, qui repose en contact anormal sur la formation de Nysoeterhøi, est très particulier et ne semble correspondre à aucun horizon déjà décrit dans la nappe de Trondheim.

c) La formation de Nysoeterhøi

La formation de Nysoeterhøi a été définie au SE. de Dombås, à l'E. du Gudbrandsdal entre les sommets Hardbakken au N. et Nysoeterhøi au S. Elle se poursuit sur le versant W. du Gudbrandsdal : au niveau du sommet Møkjalass, par le jeu de grandes failles décrochantes, sa surface d'affleurement

se réduit considérablement (environ 500 m contre 3,5 km à l'W. du Gudbrandsdal). Elle se prolonge ensuite vers l'W. et affleure sur le sommet Verkjesjøi ; elle est alors partiellement recouverte au N. par une autre formation du groupe de Ståkåhøi, la formation de Grønbakkan. A 1 km environ à l'W. du sommet Grønhøkollan, la formation de Nysoeterhøi disparaît définitivement sous la formation de Grønbakkan, à environ 1,5 km de l'extrémité occidentale de la nappe de Trondheim.

Du point de vue lithologique, nous avons distingué dans la formation de Nysoeterhøi deux termes principaux :

- les micaschistes quartzitiques graphiteux et quartzites rubanés associés,
- les micaschistes feldspathiques à porphyroblastes de biotite et faciès associés.

Dans sa partie N., sous les gneiss de la formation de Einbu, la formation de Nysoeterhøi est affectée d'une tectonique cisaillante très complexe et contient des faciès très particuliers que nous décrirons très succinctement en raison de leur faible extension.

- Les micaschistes quartzitiques graphiteux et les quartzites rubanés associés

Ce terme a été défini au SE. de Dombås, très précisément au S. du ruisseau Hjelå sur les sommets Ormenhaugen et Engjekollan.

Ce sont des roches à patine rouille ou jaune (trace de sulfures) et à cassure gris métallique très sombre. Lorsqu'on y frotte le marteau, il laisse une trace grise : ces trois caractéristiques indiquent la présence de graphite dans ces micaschistes. Ils sont plus ou moins durs selon qu'ils sont

plus ou moins quartzeux. A la cassure on observe un fin rubanement irrégulier de lits plus ou moins sombres, c'est à dire plus ou moins riche en graphite. Ce rubanement ainsi que les nombreux filonets de quartz qui le recoupent, sont affectés de petits plis disharmoniques dont la longueur d'onde varie de 2 à 10 mm. Sur une surface sciée, on remarque que ces petits plis sont très souvent cisaillés par de très fins contacts courbes dans lesquels du quartz a cristallisé tardivement. Les niveaux les plus micaschisteux ont une schistosité à surface micacée brillante qui débite la roche en feuillets millimétriques ; cette schistosité semble statistiquement parallèle au plan axial des petits plis affectant les filonets de quartz. (fig. 83, 84, 85, 86)

On observe également dans les niveaux compacts à grains fins une multitude de petits trous dont la taille varie de 0,5 à 2 mm ; ils sont allongés et disposés parallèlement à la schistosité : nous pensons qu'il s'agit peut-être d'anciens minéraux qui auraient été détruits par l'altération.

En lame mince, ces roches litées, de texture granoblastique, sont constituées principalement de quartz, mica blanc et graphite. Les quantités de quartz et mica blanc varie selon que la roche est plus quartzeuse ou plus micaschisteuse : dans les niveaux très quartzeux, la proportion est de l'ordre de 50 % de quartz contre moins de 10 % de mica pour l'ensemble de la roche ; le pourcentage de micas peut atteindre 25 % pour les niveaux les plus schisteux. Le graphite est abondant (jusqu'à 15 % de la roche totale). Le mica blanc en paillettes très fines est de la muscovite. Outre ces minéraux, on observe également des oxydes (ilménite ou oligiste ?) principalement concentrés le long de fines fractures. On n'observe en lame mince aucune trace de l'éventuel minéral qui aurait occupé les cavités visibles macroscopiquement : elles ne contiennent qu'un peu de graphite en

grains fins dispersés, introduit probablement lors de la fabrication des lames minces.

Dans les échantillons prélevés à l'E., sur le sommet Engekollan, on observe en lame mince la foliation visible macroscopiquement : elle est formée par l'alternance de deux types de lits :

- les uns composés de quartz et graphite ; le graphite en grains est sopoudré dans les cristaux de quartz et accumulé dans les espaces intergranulaires.

- les autres contenant essentiellement du graphite et du mica blanc (très peu de quartz, moins de 5 %).

Cette foliation, par l'irrégularité de l'épaisseur des lits (de 1 à 20 mm) évoque un litage d'origine sédimentaire.

Par opposition, dans les échantillons prélevés à l'W., sur le Grénhøkollan, la roche est plus homogène, sans rubanement apparent : les trois éléments principaux (quartz, mica blanc et graphite) sont répartis dans toute la roche sans qu'il y ait de ségrégation. Cependant, dans une lame mince, nous avons pu observer les restes d'une ancienne foliation (à niveaux de quartz dominant, alternant avec des niveaux plus micacés) ; cette structure ancienne est en voie de réorganisation complète par un phénomène de type "strain-slip cleavage". Dans ces faciès de l'W., nous avons également observé la présence de cristaux de biotite (environ 1 à 2 %) et de chlorite (3 %) déformés ; ces minéraux n'existent pas dans les faciès de l'E. du secteur. (fig. 93)

Les quartzites rubanés associés à ces micaschistes sont de couleur gris clair à blanc. Ils sont constitués par une alternance de niveaux de quartz pur de 5 à 10 cm d'épaisseur, alternant avec de fines passées de micaschistes graphiteux (de 2 à 3 cm) identiques aux micaschistes encaissants.

Ces quartzites rappellent beaucoup des faciès identiques rencontrés au N. du secteur dans le groupe du Svartdalsfjell.

Dans ces faciès de micaschistes graphiteux et quartzites associés, à l'E. du secteur, dans le lit du ruisseau Hjela, près de la ferme de Enge, d'anciennes mines ont exploité un filon minéralisé en pyrrhotite et pyrite.

- Les micaschistes gris à porphyroblastes de biotite

Nous avons définis ces micaschistes à l'E. du Gudbrandsdal, sur le versant N. de la crête Nysoeterhøi ainsi que dans le lit du ruisseau Radaai. Ils affleurent également plus au N. sur le sommet Hardbakken où ils sont plissés avec les micaschistes graphiteux et quartzites.

A l'W. du Gudbrandsdal, ils n'affleurent qu'en une mince bande d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, dans le lit du torrent Tungbekken et disparaissent complètement plus à l'W.

Ces micaschistes se distinguent nettement des micaschistes graphiteux par leur hétérogénéité : on y trouve trois faciès principaux qui alternent en bancs d'épaisseur variable (de 5 cm à 10-15 m). De plus, ils sont plus grossièrement cristallisés, de couleur moins sombre et plus micacés.

. Le faciès le plus représenté sur la crête du Nysoeterhøi est composé de micaschistes à patine beige ou marron, à cassure gris moyen. Macroscopiquement, on y distingue des alternances de lits discontinus, d'épaisseur irrégulière (du mm au cm) plus ou moins sombres ; le fond de la roche est terne et poussiéreux ; il s'y détachent de

larges plages brillantes de biotite ; ces porphyroblastes sont abondants ; ils sont discordants sur la foliation mais ne possède aucune orientation préférentielle. Cependant, certains échantillons présentent en plus de ces porphyroblastes dispersés, des surfaces de foliation micacées donc avec des paillettes de mica orientées.

En lame mince, ces micaschistes ont une texture granoblastique rubanée. Ils contiennent du quartz et du plagioclase (andésine) de granulométrie variant de 0,1 à 0,5 mm, qui représentent ensemble plus de 50 % des lits quartzo-feldspathiques et moins de 20 % des lits micacés. La biotite abondante ainsi qu'une amphibole gris-vert (actinote ?) forment l'essentiel du reste de la roche. On y observe également en infime quantité (moins de 2 à 3 %) du mica blanc, du grenat, de la chlorite, du zircon, de l'épidote, de la tourmaline et du sphène. La biotite a cristallisé en larges plages (jusqu'à 2 mm de long) souvent déformées, qui contiennent les traces d'une ancienne foliation plissée soulignée par des inclusions graphiteuses. Les cristaux d'amphibole présentent également cette ancienne foliation. Outre ces cristaux de grande taille, on remarque de petites paillettes de mica (de taille inférieure à 0,3 mm) qui soulignent une schistosité non visible macroscopiquement. Les porphyroblastes de grenat sont craquelés ou fragmentés ; des micas blancs ont cristallisé dans leurs fractures. Les cristaux d'épidote ont une teinte de polarisation très basse anormale (clinozoïsite ou alanite ?). (fig. 90, 91, 92)

Le second faciès rencontré sur le Nysoeterhøi peut être qualifié de "plus basique". Macroscopiquement, c'est une roche dure et dense de couleur gris-vert sombre. On y distingue une foliation contenant des alternances de lits sombres à amphibole et biotite, et de lits grisâtres quartzo-feldspathiques. Les surfaces de foliation sont tapissées de biotite altérée de couleur mordorée.

En lame mince, les lits gris contiennent du quartz, très peu de cristaux reconnaissables de plagioclase (ils doivent être abondants, mais ils sont généralement non mâclés et non altérés, donc difficilement discernables), et une épidote légèrement verdâtre en lumière naturelle. Les lits sombres sont composés d'amphibole pléochroïque vert pâle à vert sombre et de biotite verte. L'épidote présente dans ces micaschistes est très caractéristique : elle a cristallisé en larges plages de longueur supérieure à 0,4 mm, qui contiennent des inclusions vermiculées de quartz rappelant la texture myrmékitique des plagioclases ; parfois, ces plages sont formées par de nombreuses petites baguettes qui se réunissent. En dehors de ces principaux minéraux, ce faciès contient aussi des porphyroblastes de grenat écrasés et poecilitiques (à inclusions de quartz) et de très petites paillettes de mica blanc.

Le troisième faciès du Nysoeter est une roche massive plus claire, de couleur gris beige "zébré" de noir. Sa patine est rouille, comme celle de la majorité des roches de la région ; on ne peut donc la distinguer qu'à la cassure.

Macroscopiquement on distingue que les "zébrures" de 1 mm d'épaisseur sont produites par des cristaux de biotite altérée mordorée et de petits porphyroblastes de grenat qui sont disposés en lits subparallèles, créant ainsi une foliation ; entre ces lits sombres, les interlits plus épais semblent quartzo-feldspathiques. Par endroits, des lits biotitiques plus épais rompent la régularité de cette alternance. Cette foliation présente très souvent des replis intrafoliaux. Par endroits, parfois discordantes sur la foliation, on observe des taches gris clair de 1 à 2 mm de diamètre, mal délimitées, qui semblent être des reliques de minéraux.

En lame mince, les lits sombres sont constitués par un alignement de cristaux de biotite disposés à plat parallèlement à la foliation : la taille de ces cristaux atteint 3 mm

pour certaines sections allongées. Ils sont poecilitiques à inclusions de zircon, ayant provoqué la formation d'auréoles pléochroïques, de quartz et de petits grains de graphite ; toutes ces inclusions présentes dans le mica sont alignées et sont les derniers vestiges d'une foliation ancienne souvent parallèle à la néofoliation. Par endroits des cristaux de biotite plus petits, au pléochroïsme plus net, allongés perpendiculairement aux premiers, sans ou avec peu d'inclusions, ont poussé sur les grands cristaux. Ces deux générations de biotite sont déformées et en voie de chloritisation (expulsion du titane sous forme de sagénite). Les cristaux de grenat, visibles macroscopiquement dans les niveaux à biotite, sont poecilitiques et très craquelés.

Les interlits plus clairs sont constitués à 80 % de quartz et plagioclase ; il est difficile de distinguer les cristaux de plagioclase qui ne sont, le plus souvent, ni mâclés ni altérés. La taille de ces cristaux varie de 0,1 à 0,3 mm. Des oxydes de fer rouille-orangé, ainsi que des grains de graphite soulignent les espaces intergranulaires. On note également la présence de tourmaline et de petites baguettes d'ilménite souvent cassées.

Les taches claires discordantes sur la foliation observées macroscopiquement correspondent à des cristaux fracturés de silicates d'alumine présentant un début d'altération en fines paillettes micacées (d'amouritisation). Ces cristaux sont de larges porphyroblastes poecilitiques dont la taille atteint parfois 2,5 mm de longueur. Dans un même échantillon, nous avons observé des plages de staurotide franche sans clivage à pléochroïsme net dans les jaunes ; de même, nous avons reconnu des sections typiques de disthène (sections allongées incolores avec un clivage fin et une extinction oblique par rapport à ce clivage). Mais il existe également dans cet échantillon deux types de cristaux intermédiaires : d'une part des cristaux à deux clivages identiques à ceux du

disthène mais coloré en jaune avec un pléochroïsme bien marqué, d'autre part des cristaux présentant tous les caractères optiques de la staurotide excepté la teinte jaune du pléochroïsme. Ces cristaux indiquent une pseudomorphose du disthène en staurotide. Dans notre chapitre consacré à l'étude du métamorphisme, nous reviendrons sur cette transformation importante pour l'étude de l'évolution des conditions thermodynamiques du métamorphisme qui a affecté le secteur durant l'orogénèse calédonienne.

Conclusion :

L'essentiel de la formation de Nysoeter apparaît donc issue de sédiments gréso-pélitiques avec des niveaux riches en matières carbonées (micaschistes et quartzites graphiteux), niveaux plus basiques (niveaux à amphibole) ainsi que des niveaux plus alumineux (niveaux à silicates d'alumine).

Cependant, la formation de Nysoeter contient également dans sa partie N., à l'E. du Gudbrandsdal, tronqué au sommet par les gneiss, près de Einbu, près de Hjellykja et sur le Hardbakken, des faciès s'apparentant à ceux de la formation de Grønbakken : des niveaux d'amphibolite à filonets carbonatés de 3 à 5 m d'épaisseur, intercalés dans des niveaux de micaschistes clairs (à micas blancs, amphibole et calcite de type "garbenschiffer"), des niveaux graphiteux sombres et de fines passées de quartzites (de 0,5 à 1 m d'épaisseur). Nous avons également observé des niveaux de micaschistes à amphibole, dont la foliation est floue ; ils contiennent des boudins décimétriques très déformés de calcite rose évoquant les galets d'un conglomérat. L'ensemble de ces faciès est très tectonisé et affecté de contacts cisaillants à toutes les échelles décamétriques à centimétriques. Ces roches rappellent beaucoup celles de la formation

de Grønbakkan qui prend le relais vers l'W. de la formation de Nysoeterhøi. Cependant, lors de l'étude du terrain mitoyen vers l'E., P. Pinna (1972) a constaté l'étalement de ces faciès dont l'épaisseur apparaît, sur le Hardbakken, considérablement réduite par la tectonique tangentielle.

d) La formation de Grønbakkan

Cette formation a été définie au lieu-dit Grønbakkan qui forme le flanc S.E. du sommet Grønhøi et qui affleure de manière continue le long de la route Slådal sveien. Elle se prolonge vers l'W. jusqu'au Vesleskjervedal où elle est cisaillée par le contact de base de la nappe de Trondheim. Vers l'E., elle s'étend en une bande orientée W.SW-E.NE et disparaît sous les gneiss d'Einbu, au S. du Hardeggkampen où elle affleure encore dans le ruisseau Djupdålsai. Elle se retrouve peut être à l'E. du Gudbrandsdal, dans les faciès du N. de la formation de Nysoeter, malheureusement très écrasés et difficilement reconnaissables.

Sur le Grønbakkan où nous l'avons définie, elle se présente comme une alternance de bancs métriques de lithologie variée où dominent des niveaux d'amphibolite, schistes verts carbonités, de micaschistes de type garbens-chieffer et de micaschistes graphiteux plus ou moins quartzeux associés à des quartzites francs.

- Les micaschistes graphiteux et quartzites associés

Ce sont des roches identiques à celles des faciès graphiteux de la formation de Nysoeterhøi, nous ne referons donc pas ici la description détaillée de ces échantillons (cf. pages 134-135-136). Rappelons brièvement qu'il

s'agit de roches fines, compactes, mal feuilletées, gris sombre plus ou moins dures selon leur teneur en quartz. En lame mince, elles contiennent essentiellement du quartz, du graphite et du mica blanc (moins de 5 %). Notons cependant la présence d'un peu de biotite, en particulier dans les niveaux de quartzites francs, cette biotite n'était pas présente dans les faciès du Nysoeterhøi.

Ces roches ne diffèrent de celles du Nysoeter que par leur contexte lithologique : dans la formation de Nysoeterhøi, elles sont très épaisses et forment l'essentiel de la séquence lithologique, alors que dans la formation de Grønbakk kan elles se présentent en bancs peu épais, de 1 à 10 m, intercalées dans divers faciès : amphibolite, schistes verts, micaschistes variés (coupe n° 80-81-82).

- Les amphibolites, schistes verts et
garbenschieffer

• Les amphibolites sont des roches massives à débit grossier ; on en observe essentiellement deux types : des amphibolites vert bouteille plus ou moins micacés à filaments de calcite de 2,5 à 3 cm d'épaisseur et des amphibolites très sombres, fines et dures qui, à l'affleurement, ont l'apparence de quartzites.

En lame mince, le premier type d'amphibolite a une texture nématoblastique et contient essentiellement de l'amphibole (60 %), du quartz et des grains de plagioclase (15 %), de l'épidote, de la calcite, des minéraux opaques, un peu de biotite et de chlorite. Les aiguilles d'amphibole peuvent atteindre 2 mm de long ; l'amphibole est pléochroïque de vert-jaunâtre à vert-bleuâtre ; les cristaux poecilitiques (inclusions de micas, quartz, minéraux opaques) sont déformés, tordus et présentent une extinction roulante. La taille des grains de quartz et plagioclase est inférieure (de 0,1 à 0,5 mm) ; le plagioclase, généralement non mâclé ni altéré, est

difficilement différenciable du quartz. La calcite, épidote et chlorite sont généralement groupées dans les fractures et autour des cristaux d'amphibole dont elles semblent être les produits d'altération. Les filonets carbonatés de couleur orangée, parfois boudinés, qui marquent la foliation de l'amphibolite sont composés à 95 % de calcite en larges plages macées qui ont cristallisé tardivement.

Le second type d'amphibolite est très finement cristallisé avec un rubanement fin souligné par des niveaux plus clairs feldspathiques. La taille moyenne des cristaux est inférieure à 0,3 mm. Ces amphibolites sont constituées essentiellement d'amphibole verte et de biotite très sombre. Les cristaux de biotite sont disposés à plat dans la foliation; les aiguilles d'amphibole sont statistiquement orientées parallèlement à une linéation.

. Les micaschistes verts sont compacts avec un feuillement fin imparfait. Ils sont durs et contiennent beaucoup de quartz. En lame mince, ils contiennent 30 % de biotite en cristaux de 0,2 à 0,5 mm fortement colorée brun verdâtre, à pléochroïsme très intense ; elle donne la couleur verte aux micaschistes ; on y observe également environ 15 % de mica blanc (muscovite ?) en paillettes plus petites que celles de la biotite, du quartz (environ 25 %) réparti en deux types de cristaux : de petits grains équants de 0,1 à 0,2 mm de diamètre à extinction roulante et de grandes plages (de 0,3 à 0,5 mm) non déformées, discordantes sur les phyllites. Outre ces principaux minéraux, ces micaschistes contiennent également de l'épidote, de la calcite, de petits cristaux de grenat de 0,2 mm de diamètre, à inclusions de quartz dessinant des figures sigmoïdes.

Au sein de ces micaschistes, on observe des bancs carbonatés peu épais (5 à 20 cm), de couleur blanc-beige, à

patine ocre. Ils sont essentiellement composés de calcite et contiennent parfois de minces lits écrasés et boudinés vert sombre satinés par des micas (chlorite et mica blanc) ; dans ces lits de 1 à 5 mm d'épaisseur, des cristaux millimétriques verts d'amphibole sont dispersés.

• Souvent associés aux amphibolites et micaschistes verts, nous avons observé des niveaux contenant une grande abondance de grenat que nous avons baptisés "niveaux grenatifères". Le fond de la roche qui compose ces bancs est un micaschiste grossier dont la foliation irrégulière moule les cristaux de grenat. En lame mince, le grenat se présente en individus subautomorphes poecilitiques à inclusions nombreuses de quartz, biotite, calcite, mica blanc, sphène et ilménite ; leur diamètre varie du millimètre au centimètre ; dans certains niveaux, ils représentent environ 50 % ^{la} de composition minéralogique de la roche. Nous avons trouvé ce niveau sur la pente du Grønbakkan, ainsi que dans la coupe du R^{au} Djupdålsai.

• Dans la coupe du R^{au} Djupdålsai, associés aux trois faciès décrits précédemment, nous avons observé des micaschistes beige clair à micas blancs et amphibole couramment décrits dans le bassin de Trondheim sous le nom de "garbenschieffer". Ce sont des séricitoschistes dans lesquels a poussé de l'amphibole. Ces garbenschieffer sont identiques à ceux que nous avons décrits dans le groupe de Fokstua Nonshøi (cf. pages 118 à 121).

Tous ces différents faciès de la formation de Grønbakkan alternent en bancs dont l'épaisseur varie de 20 cm à 20 m (cf. coupes).

e) La formation de Åteigen

Nous avons défini la formation de Åteigen sur le versant E. du Gudbrandsdal, à mi-chemin entre Dovre et Dombås, dans le ruisseau Rådåni, près de la ferme Åteigen. La route parallèle à la vallée du Gudbrandsdal, sur son versant E., partant de Dovre et se dirigeant vers Dombås jusqu'aux fermes de Enge, nous offre une coupe presque continue de cette formation sur 4 km.

A l'E. du Grundbrandsdal, dans la région où nous l'avons définie, la formation de Åteigen est, au N., en contact subvertical avec les faciès graphiteux de la formation de Nysoeterhøi : ce contact, qui est tectonique, est jalonné par une zone écrasée. Au S., elle repose tectoniquement sur les micaschistes de la formation de Skardkollan. Il est difficile d'en évaluer l'épaisseur, cette formation étant très intensément plissée.

La formation de Åteigen se prolonge en s'aminçissant à l'W. du Gudbrandsdal, nous l'avons retrouvée dans le R^{au} Tungbekk, puis, vers l'W., sur le sommet Langhøi. Les affleurements les plus occidentaux de cette formation sont situés entre les sommets Svarthamran et Breidjord qui bordent à l'E. la route Slådålsveien. A cet endroit la largeur d'affleurement de la formation de Åteigen se réduit à 50 m, puis elle disparaît totalement et n'existe plus à l' W. du Slådalsveien.

Du point de vue lithologique, la formation de Åteigen ne contient qu'un faciès principal de gneiss carbonaté, au sein duquel on observe des masses de roche claire grenue semblant intrusives.

- Le faciès lithologique de gneiss carbonatés

est une roche massive et dure. A l'affleurement sa couleur dominante est beige-marron. Une observation plus détaillée montre un rubanement produit par l'alternance de deux types de lits discontinus, souvent boudinés, d'épaisseurs très irrégulières (de 2 mm à 50 cm). Dans certaines zones le premier type est de couleur beige très clair, moucheté de taches orangées microscopiques (taille 0,5 mm) : ces lits apparaissent constitués de quartz, carbonates et de feldspath. Le second type de lit est brun verdâtre sombre. Ces lits ne sont pas nettement limités : ils s'interpénètrent et la roche tend à devenir plus homogène. A l'oeil nu, le second type paraît composé de cristaux d'amphibole et de biotite.

Cette roche est remarquable par son style de déformation très anarchique ; elle est affectée de plis dis-harmoniques, parfois isoclinaux très serrés, parfois concentriques, ainsi que par une multitude de contacts cisaillants nets sans zone écrasée d'échelle centimétrique à plurimétrique. A l'affleurement, cette roche évoque une migmatite à texture plissée (cf. planche 94-96).

Les échantillons prélevés près de Åteigen ont, en lame mince, une texture granoblastique, la taille des grains varie de 0,1 à 1 mm. Les lits clairs sont essentiellement composés de cristaux équants de quartz à extinction roulante (moins de 10 %), de plagioclase andésine parfois labrador en individus zonés, souvent non mâclés, présentant parfois un début de texture myrmékitique (il représente environ 30 à 40 % de la composition globale), des cristaux de carbonates (20 %) souvent tentaculaires, développés dans les espaces intergranulaires du quartz et feldspath ou en petits grains xénomorphes à contours dentelés soulignés par de l'oxyde de fer. Une analyse aux Rx a montré la coexistence de calcite et de dolomite. Les lits sombres contiennent deux espèces minérales principales :

- une amphibole vert-gris délavé légèrement pléochroïque et biaxe positif, donc probablement de type pargasite,

- de la biotite brun-orangé clair en cristaux de grande taille (de 0,5 à 1 mm), peut-être de type phlogopite.

Il existe également du plagioclase et du quartz en petite quantité.

Les cristaux d'amphibole sont en voie d'altération : leurs teintes de polarisation sont basses (gris-jaune de 1^{er} ordre) ; ils sont cassés et de minuscules paillettes de biotite ont cristallisé dans les fractures et sur les bords. A l'intérieur de ces cristaux on trouve d'autres minéraux d'altération comme de l'épidote et des carbonates.

Les cristaux de biotite présentent de nombreux halos pléochroïques provoqués par des cristaux d'épidote de type alanite.

Il existe également dans la roche d'autres minéraux communs aux deux types de lits, ce sont : des micas blancs, soit en larges paillettes pseudo-uniaxes (phengite ?) discordants sur tous les autres minéraux, soit en petites plages imbriquées avec celles de biotite (muscovite ?) soit encore en très fines baguettes évoquant la séricite ; de l'épidote de type alanite (teinte de polarisation très basse, cœur orangé) ; de la tourmaline, du sphène et des minéraux opaques et très peu de grenat. (fig. 98 - 99)

Dans la coupe de la route de Dovre à Enge (voir planche n° 102-103), nous avons observé des niveaux sans amphibole, à biotite seule, souvent chloritisée ou en voie de chloritisation (expulsion du titane sous forme de sagénite) (cf. planche n° 103-104). De même, nous avons également trouvé dans les gneiss carbonatés des niveaux quartzitiques très fins, blancs et clairs ; ce sont des quartzites à rubanement

fin irrégulier. Certains niveaux quartzitiques montrent des replis intrafoliaux.

- Les pseudo-roches grenues

Nous avons observé à trois reprises des roches homogènes claires ressemblant à des roches intrusives dans les gneiss carbonatés. Après examen détaillé, nous les avons subdivisés en deux groupes :

. Le premier est une roche claire légèrement gris-verdâtre à altération beige-marron, finement grenue à foliation à peine ébauchée. Nous en avons observé au bord de la route, près de la ferme Berget. Elle forme des masses importantes (2 m x 1,5 m) plissées avec les gneiss. En lame mince, cette roche contient les mêmes minéraux que les gneiss carbonatés : amphibole partiellement recristallisée en biotite, biotite, carbonates, plagioclase, quartz, epidote ... Elle n'en diffère que par sa texture (très peu rubanée) et la taille des grains (de 0,1 à 0,5 mm). Ce premier type de roche semble être un cas particulier des gneiss carbonatés. (fig. 100, 101)

. Le second type a également été trouvé près de la ferme Berget (à environ 10 m au S. de la roche décrite ci-dessus) ainsi que sur le versant E. du Gudbrandsdal, dans la région Tungbekk. Elle se présente en minces filons sécants sur les structures plissées des gneiss carbonatés (cf. planche 97). Ces filons ont entre 5 et 15 cm d'épaisseur. Macroscopiquement, ce sont des roches très claires (blanc jaunâtre) très finement grenues, peu ou pas foliées : on y distingue du quartz, des plagioclases, du mica blanc, de la tourmaline et dans le filon de Berget, des cristaux sombres probablement ferromagnésiens. En lame mince, le filon de Berget montre 25 à 30 % de cristaux sécants de quartz, des cristaux de plagioclase très altérés en epidote (épidote à teinte de polarisation très basse, en prismes allongés qui s'accolent pour former de grandes plages, alanite ?) peu de biotite (moins de 5 %) en très petites paillettes, des

micas blancs (7 %) qui ont souvent cristallisé sur d'anciens cristaux, un peu de sphène.

Le filon du ruisseau Tunibekk ne contient pas de biotite, mais beaucoup de tourmaline.

Ces roches ont une origine assez enigmatique : elles peuvent être reliées à des formations pegmatitiques ou bien elles ne sont que des mobilisats locaux. Nous discuterons de leur origine dans notre chapitre consacré à l'étude géochimique.

Les gneiss carbonités apparaissent donc comme une formation certainement d'origine sédimentaire puisqu'elle présente des variations lithologiques (niveaux quartzitiques ou niveaux sans amphibole) ; elle a subi une déformation et un métamorphisme intense.

f) La formation de Skardkollan

Nous avons défini cette formation sur le versant occidental du Gudbrandsdal S., à l'W. du centre de l'agglomération de Dovre, sur les sommets Skardkollan et Nonshøi (ce dernier sommet situé au-dessus de Dovre est un homonyme de celui, situé beaucoup plus à l'W., où nous avons défini la formation de Nonshøi).

Elle forme le bord S. du groupe de Ståkåhøi. La limite N. de la formation de Skarkollan est marquée par une série de contacts tectoniques plongeant vers le N. qui se relaient latéralement ; d'W. en E. On trouve successivement :

- la formation de Grønbakkan qui chevauche la formation de Skarkollan à la limite W. de la nappe de Trondheim. Ce contact s'étend sur environ 500 m.

- puis la formation de Nysoeter, structuralement située sous celle de Grønbakkan, en prend le relai et repose à son tour directement sur la formation de Skarkollan.

- Enfin, vers l'E. à partir du Slådålsvegen, donc sur la majeure partie de son extension latérale, la formation de Skardkollan est chevauchée par les gneiss de la formation de Åteigen.

La limite N. de la formation de Skardkollan est donc un système de contacts chevauchants, déployés en éventail à partir du bord W. de la nappe de Trondheim.

La limite S. de cette formation est également d'origine tectonique, elle est chevauchante et discordante sur le groupe de Musadal. Nous avons pu mettre en évidence que ce contact anormal de base de la formation de Skardkollan est plissé avec le groupe de Musadal. Nous reviendrons sur ce problème dans notre chapitre consacré à l'étude tectonique du secteur.

Du point de vue lithologique, nous avons divisé la formation de Skardkollan en deux termes principaux :

- les micaschistes beiges à biotite, finement lités, contenant quelques niveaux particuliers,

- les micaschistes grossiers à silicates d'alumine.

- Les micaschistes beiges finement lités, à porphyroblastes de biotite.

Ce terme a été défini sur le sommet Skardkollan situé immédiatement à l'W. de Dovre. Il affleure en deux parties isolées, l'une à l'W., l'autre à l'E., qui sont séparées au centre du secteur par une zone où la formation de Åteigen est largement chevauchante.

A l'W., la formation de Skardkollan affleure au N. du sommet Skardkollan sur le sommet Sjøberget, ainsi que plus à l'W. sur les crêtes Mereftashøi. Nous avons également

retrouvé cette formation à l'E. du Gudbrandsdal sur 2 km le long de la route parallèle à la vallée partant de Dovre : elle y affleure depuis la ferme Tofte près de la rivière Einbugga, jusqu'aux gneiss de la formation de Åteigen ; elle affleure également en haut du ruisseau Maning. (fig. 105 à 107)

Dans la partie W. du secteur, la formation de Skardkollan réapparaît de part et d'autre du Slådalsvegen sur les sommets Breidjord à l'E. de Grønhø-Kollan à l'W. Tout à fait à l'W., les micaschistes fins de la formation de Grønbakkane sont tronqués par le contact de base de la nappe de Trondheim.

Enfin, nous avons retrouvé les micaschistes fins de la formation de Skardkollan au S. du secteur, sur les sommets Raudberg et Raudnebb ; ils y forment des klippes isolés en contact tectonique sur différents termes du groupe de Musadal.

Ces micaschistes présentent quelques variations de faciès plus ou moins finement rubanés. Le faciès le plus courant a une patine couleur beige marron ; il est parfois altéré et devient blanc jaunâtre. A la cassure la roche est gris moyen, elle présente un débit très fin (schistosité) dont les plans sont tapissés de micas blancs. Elle semble très quartzique. On y distingue quelques cristaux d'amphibole (de taille variant de 0,5 à 4 mm) dispersés sans orientation préférentielle dans la masse de la roche. (fig. 108, 109)

En lame mince, ces micaschistes ont une texture granoblastique. Les minéraux de taille variant de 0,1 à 0,5 mm sont allongés parallèlement à la foliation. On y distingue du quartz (25 %), peu de biotite souvent chloritisée (de 5 à 7 %), beaucoup de paillettes de micas blancs (25 %) disposées à plat parallèlement à la schistosité visible macroscopiquement. Les porphyroblastes d'amphibole (de 0,5 à 4 mm de longueur) observés sur les échantillons, sont constitués par une amphibole

légèrement pléochroïque dans les vert-jaune à vert-gris (actinote ?) (angle d'extinction 12 à 15 °) ; ils sont discordants sur la schistosité à micas blancs. Ces cristaux sont souvent fracturés et altérés. Outre ces minéraux principaux, les micaschistes contiennent également très peu de plagioclase, des minéraux opaques, peu d'épidote, chlorite, peu de grenat.

Dans certains niveaux privilégiés, on observe que les cristaux de biotite sont disposés en lits et marquent la trace d'une ancienne foliation plissée discordante par rapport à la néofoliation à micas blancs ; nous avons surtout observé ces niveaux sur l'extrémité W. du Sjøberget.

En d'autres endroits, par exemple dans le ruisseau Maning, les micaschistes sont beaucoup plus fins et quartzeux.

L'ancienne foliation très visible présente des récurrences évoquant un "gradied bedding" : cela laisse penser que cette ancienne foliation à biotite serait la relique du rubanement lithologique initial du sédiment ayant donné naissance à des micaschistes. Cette observation a également été faite sur le sommet Raudnebb. Nous discuterons de ce cas particulier dans notre chapitre consacré à l'étude métamorphisme (voir tome II).

Les faciès qui forment les klippes du Raudberg et du Raudnebb sont identiques à ceux décrits précédemment ; les micaschistes du Raudberg sont plus siliceux, ceux du Raudnebb plus nélitiques, plus feuilletés. On y observe très nettement le rubanement ancien à biotite, recoupé obliquement par une schistosité dont les plans sont tapissés de paillettes de mica microscopiques. Lorsqu'on débite la roche selon ces surfaces, de petits nodules de couleur gris sombre, de forme arrondie de 2 à 6 mm de diamètre, s'y détachent en relief. Ces nodules sont moulés et "enrobés" par un feutrage micacé. Sur une surface d'échantillon sciée, ils semblent être d'anciens cristaux altérés dont la teinte gris bleuté clair contraste

nettement avec celle plus sombre du fond de la roche. Autour de ces cristaux on distingue des "zones d'ombres" en fuseau dont les contours sont soulignés par un liseré sombre qui "prolonge" le cristal parallèlement à la schistosité. On observe également dans certains échantillons une multitude de petits cristaux de grenat blanc rosé.

En lame mince ces roches ont une texture porphyroblastique, le fond lépidogranoblastique est très finement grenu. Cette texture s'apparente à celle d'une cornéenne légèrement orientée par un métamorphisme régional. La taille moyenne des cristaux ne dépasse guère 0,2 mm : ce sont du quartz, de la biotite, des reliques de cristaux d'amphibole, des micas blancs, de la chlorite et de l'épidote. Les porphyroblastes de grenat sont automorphes et très poecilitiques : ils semblent tardifs. Les gros porphyroblastes sont des cristaux entièrement altérés en paillettes micacées (damourite-séricite) qui évoquent l'altération typique des silicates d'alumine. Aucune relique de ce minéral n'a pu être observée. Etant donné la texture de cornéenne de cette roche et par analogie avec ce que Birkeland T. et Nilsen O. ont décrit dans la région du Gauldal de cette roche, nous pensons que ces cristaux sont des reliques d'andalousite ayant poussé pendant une phase de métamorphisme de contact et qui ont pu, lors des phases de métamorphisme général postérieures, être pseudomorphosées en d'autres silicates d'alumine (staurotide ou disthène). Nous discuterons de l'origine de ce métamorphisme de contact et de la transformation de la roche pendant le métamorphisme général dans notre chapitre consacré à l'étude du métamorphisme. (fig. 116)

Sur la route parallèle au Gudbrandsdal sur son versant E. allant de Dovre à Enge, nous avons observé à trois reprises un faciès très particulier dans ces micaschistes : il s'agit de niveaux à cristaux plus grossiers (de 0,5 à 3 mm) mais de composition minéralogique identique (quartz, biotite, micas

blancs, feldspath, grenat et porphyroblastes d'amphibole). Ces niveaux de roche sombre massive sont remarquables parce qu'ils contiennent des nodules de type "amphibolo-pyroxénite" à gros grains. Ces nodules d'environ 40 à 50 cm de diamètre sont zonés : au centre ils contiennent des oxydes noirs tachant les doigts (manganèse peut-être), puis, en allant vers l'extérieur, on observe successivement :fig. 117)

- une couronne de cristaux de diopside de très grande taille (jusqu'à 15 cm de longueur pour certains monocristaux),

- une zone à cristaux de diopside plus petits mélangés à de l'amphibole,

- une zone à amphibole seule de type édénite : il s'agit d'une amphibole magnésienne dont les cristaux forment des gerbes de 2 à 3 cm de long).

- puis, à la périphérie, une zone où au sein de l'amphibole on distingue quelques baguettes de plagioclase (labrador-andésine) et de la calcite.

Au contact de ces nodules, on observe une auréole de contact soulignée par un niveau riche en grenat.

La répétition de ce niveau dans la série peut être d'origine tectonique, ou sédimentaire.

A l'W. du Gudbrandsdal, nous n'avons pas trouvé de niveaux à nodules. Cependant, dans les micaschistes beiges nous avons observé des masses hectométriques de roches basiques, sur le bord du fjell à l'endroit où le ruisseau Maning s'encaisse pour se jeter dans la Lagen, au bord du Sladalsvegen à l'W. du Breidfjord, enfin au bord de la nappe de Trondheim sur les deux rives de la rivière Skjerva à environ 500 m à l'W. du Grønhøkollan. Nous décrirons en détail ces roches dans notre chapitre consacré à l'étude pétrographique.(F. 123 à 125)

Près du Breidfjord, nous avons observé des formations intermédiaires entre les grandes masses et les

nodules : il s'agit de bancs de roches grenues sombres à biotite et amphibole de 0,80 à 0,70 cm d'épaisseur, interstratifiés dans les micaschistes beiges, parfois boudinés.

Nous discuterons sur la nature et l'origine de ces roches dans nos chapitres "pétrographie" et "géochimie". (tome II)

- Les micaschistes grossiers à silicates d'alumine

Nous avons découvert ces micaschistes à l'W. du secteur entre la route Slådalsvegen et la rivière Skjerva. Nous évaluons leur épaisseur à environ 100 ou 150 m. Ils affleurent depuis la Skjerva jusqu'au Gudbrandsdal.

À l'affleurement, ce sont des micaschistes à patine rouille, de couleur gris métallisé sombre lorsqu'ils ne sont pas altérés. La taille des grains est supérieure à 0,5 mm. Macroscopiquement, ces échantillons présentent un ^{des} feuilletage très irrégulier marqué par surfaces rugueuses tapissées de larges plages de biotite. Sur une cassure perpendiculaire au feuilletage, on observe une structure "en poisson" à petite échelle (2-3 mm) qui débite la roche en sorte d'amandes. Le centre de ces amandes est occupé par un porphyroblaste soit de feldspath soit de grenat. La foliation à biotite moule ces structures. Parfois discordants et parfois accordants sur cet ensemble, on observe par endroits de très grands porphyroblastes de disthène (sur le sommet Breidfjord certains cristaux atteignent 4 cm de longueur pour 0,5 cm de largeur). Très souvent associés à ces micaschistes, on trouve des filons boudinés de quartz ou pegmatite (peut-être des exsudats) très riches en grandes plages de disthène.

En lame mince, ces micaschistes ont une texture granoporphyroblastique. La taille moyenne des grains varie de 0,5 à 2,5 mm. Ce sont essentiellement du quartz (25 %) en cristaux allongés parallèlement à la foliation, de la biotite (dont la quantité varie de 10 à 20 % selon les échantillons),

de plagioclase andésine (An 35-45) en cristaux souvent zonés à mâcles mécaniques et qui présentent parfois une altération plus ou moins avancée en baguettes de séricite. De nombreux échantillons de ces micaschistes contiennent deux types d'amphibole : une amphibole légèrement pléochroïque dans les teintes vert gris pâle (hornblende actinolitique ?) et une amphibole presque incolore, légèrement jaunâtre, à extinction droite (antophyllite, gédrite ?). Outre ces minéraux, on observe également du grenat en cristaux poecilitiques et automorphes, de la tourmaline, chlorite, rutile, des micas blancs. Dans certaines lames taillées dans les échantillons du Sjøberbjet, nous avons observé des cristaux de deux silicates d'alumine : staurotide et disthène ; ce sont de larges plages en éponge entourées d'auréoles (0,5 à 1 mm) d'altération de damourite, ils contiennent des inclusions de quartz, grenat, biotite. Nous avons découvert également des cristaux présentant la forme et les caractères ootiques de la staurotide, excepté son pléochroïsme et sa teinte jaune d'or en lumière naturelle ; nous pensons que comme dans certains faciès de la formation de Nyseter, ces cristaux indiquent une pseudomorphose du disthène en staurotide. Nous développerons cette hypothèse dans notre chapitre consacré à l'étude du métamorphisme (fig. 112 à 115).

Sur le sommet Breidjord, près du Slådals Vegen, dans les micaschistes grossiers à silicate d'alumine, on trouve des niveaux de roches basiques (amphibolite) de 20 à 30 cm d'épaisseur qui sont boudinés. Le centre de ce niveau est constitué par une amphibolite à grenat. Vers la périphérie, près du contact avec les micaschistes, la composition de la roche varie : il s'agit de niveau feldspathique à grande baguette d'amphibole brune de 0,5 à 2 cm de longueur.

Souvent associés aux micaschistes grossiers à disthène et staurotide, on observe des bancs concordants de pegmatite. Nous discuterons ultérieurement ces pegmatites, dans notre chapitre relatif à la pétrographie (fig. 119 à 122).

De tels micaschistes grossiers à silicate d'alumine et amphibole orthorhombique ont été décrits par O. Nielsen près de la mine de Rødhammeren entre Folldal et Røros.

- Conclusions

La formation de Skardkollan s'individualise nettement dans le groupe de Stakahøi par sa lithologie. Elle est en outre caractérisée par la présence de formations intrusives basiques et des pegmatites, que l'on ne retrouve dans aucune formation du groupe de Stakahøi.

g) Conclusion générale pour le groupe de Stakahøi

Nous avons donc étudié cinq formations distinctes dans le groupe de Stakahøi, chacune possédant des caractéristiques sédimentologiques propres.

Deux formations nous paraissent cependant isolées, sans rapport direct avec les autres, ce sont :

- à l'extrême N. du groupe, la formation de Einbu, composée de gneiss à chlorite, biotite verte et amphibole.

- et à l'extrême S., la formation de Tverrai, caractérisée par un début de sédimentation séquentielle rythmique, à niveaux effusifs et que nous étudierons dans un chapitre spécial.

Les autres formations peuvent être caractérisées par :

- la formation de Nysoerterhøi peut être considérée comme un ensemble à dominante de couleur sombre. La base structurale est caractérisée par la présence de graphite et de mica blanc issus probablement de sédiments gréso-pélitiques carbonés (micaschistes graphiteux donc de milieu réducteur au

sein duquel se sont déposés des niveaux plus détritiques (quartzites rubanés). Puis se sont déposés des sédiments à teneur en graphite plus faible, plus pélitiques (micaschistes à porphyroblastes de biotite) avec des niveaux volcaniques ou volcano-détritiques (niveaux basiques) interstratifiés ainsi que des niveaux plus alumineux (niveaux à silicates d'alumine).

- la formation de Grønbakkan : Nous considérons la formation de Grønbakkan comme le relais latéral vers l'W. de la formation de Nysoeterhøi. Elle s'y apparente par la présence de niveaux de micaschistes quartzitiques graphiteux : il y avait donc des bries dans la sédimentation de Grønbakkan identiques à celles de la formation de Nysoeterhøi. Mais cette sédimentation était beaucoup plus variée : niveaux volcaniques basiques (amphibolites) volcano-sédimentaires (schistes verts-garbenschieffer), niveaux carbonatés.

- la formation de Åteigen : ces gneiss carbonatés ont pour nous une origine sédimentaire presque certaine, nous pensons qu'ils peuvent être issus de sédiments carbonatés dolomitiques. Nous développerons nos arguments dans notre chapitre géochimique.

- la formation de Skardkollan : la sédimentation étant à sa base typique de milieu réducteur (graphite) elle évolue et devient pelito-gréseuse avec passes volcano-sédimentaires, puis plus pélitique avec quelques niveaux à nodules carbonatés puis enfin alumineuse.

4º) LE GROUPE DE MUSADAL

a) Introduction

Ce groupe occupe la partie S. et S.E. du secteur. Il affleure sur quatre kilomètres environ dans la vallée de Gudbrandsdal au S. de Dovre. Les affleurements sont continus sur la rive gauche du Jønndal, mais les différents termes sont affectés par une tectonique complexe de plis couchés et de cisaillements qui rend difficile l'établissement d'une lithostratigraphie précise. (fig. 126)

La vallée de la Musa qui se jette dans le ruisseau Øyadalsbekk occupant l'Øyadalen au niveau du hameau de Jønn, offre, dans son cours inférieur, une coupe continue dans une série de roches de teinte verte dominante et séricitoschistes associés. Les directions de foliation sont constantes dans le secteur E.NE.-W.SW. Le pendage varie de 45 à 50º vers le NW. Nous avons pu recouper cette série sur les crêtes du Velhøin dominant le hameau abandonné de Øya situé dans la gorge du Jønndalen. C'est là que nous avons défini la formation de la Musa, composante essentielle du groupe de Musadal.

Des amphibolites ainsi que des chloritoschistes ou des micaschistes à amphibole, constituent les faciès lithologiques dominants du groupe. C'est pourquoi nous y avons inclus les faciès qui constituent les massifs du Raudnebb, Storhamfjell d'une part et d'autre part la paroi rocheuse qui domine, face au S., le chapelet de lacs du Jønndal. Le groupe passe vers le S.SW. en direction de Vågå, aux grandes masses digitées d'amphibolites qui figurent sur la carte Sel-Vågå (Strand 1951). (fig. 6)

Du point de vue structural, le groupe de Musadal représente ici la base de la nappe de Trondheim. La nature

cisaillante du contact de la nappe sur le champ sparagmitique de Rondane est très net sur le chemin qui conduit du hameau de Jønn jusqu'à Dovre sur la rive droite de la Lagen. La zone qui correspond au contact de nappe est généralement mylonitique : les deux formations (roches amphibolitiques et quartzites feldspathiques) sont affectées sur une dizaine de mètres de part et d'autre du contact.

La limite septentrionale du groupe de Musadal suit approximativement le parallèle situé au niveau du N. de l'agglomération de Dovre. Vers l'E., la route du Grimsdalen longe la zone de contact, large d'un kilomètre, qui sépare les faciès du groupe de Stakahøi des faciès du Musadal.

Vers l'W., en direction du Slådalsveien, le plan du contact qui pend de 60° vers le N.NW dans la vallée de la Lagen, devient subhorizontal (sous le sommet ébouleux du Sjøberget dominant Dovre vers l'E.). De là, l'intersection de ce plan avec la topographie contourne les croupes glaciaires de Skardkollan, Nonshøi, Mereftashøi. La nature cisaillante de ce contact ainsi que le (ou les) replissements qui l' affectent sont évidents. (fig. Sjøberget).

Son tracé semble ensuite ceinturer la zone marécageuse de Mjølrakk dont est issue la rivière Musa. Les affleurements sont presque inexistant dans ce secteur. Nous avons appris qu'il existait autrefois un affleurement exploité pour extraire une roche nommée "kleberstein" dont les norvégiens se servaient pour la construction de cheminées. Le "kleberstein" de teinte blanc-verdâtre est constitué de talc et serpentine. Ceci constitue le seul indice de la présence du groupe de Musadal dans cette zone.

Plus à l'W., nous arrivons sur un ensellement entre les crêtes du Stakahøi et du Skardshøi. Le versant NE. de la crête du Skardshøi est constitué par le massif de gabbro

saussuritisé noté par Strand (1951). La foliation des différents faciès est orientée NW-SE et plonge de 45 à 50° vers le SW. Cette intrusion semble concordante avec les amphibolites et les micaschistes de type garbenschieffer de la formation de Musadal. Nous décrirons sommairement dans ce chapitre l'aspect macroscopique du gabbro-saussuritisé, la description pétrographique sera abordée lors de la partie réservée au magmatisme.

Enfin, dans la partie sud-occidentale de notre secteur, sur la rive droite de la Skjervá qui s'infléchit vers le S. pour se jeter dans le lac Vágá, nous avons retrouvé des faciès de micaschistes argentés et garbenschieffer que nous avons rattachés à ceux du Musadal. Ces faciès font partie de l'unité tectonique du Skardshøi dont la limite suit le contact entre le gabbro saussuritisé et le conglomérat du Skardshøi.

Nous avons groupé les amphibolites sans utiliser de nomenclature lithostratigraphique précise. Ces niveaux s'intercalent dans la séquence des micaschistes du Musadal sans que nous puissions préciser la nature de leurs contacts. Tantôt ceux-ci paraissent d'origine magmatique, tantôt d'origine tectonique. Nous avons distingué trois types d'amphibolites d'après leur aspect macroscopique.

Enfin dans le Jónndalen, vers le lac Birisjøi, affleure une roche grenue de teinte claire que T. Strand rattache au groupe des trondhjemites. Il s'agit d'une lentille dont la nature intrusive reste hypothétique. Cette masse leucocrate apparaît nettement dans la morphologie comme étant posée en discordance tectonique sur des roches amphibolitiques. Nous précisons dès maintenant que nous préférions désigner cette roche sous le nom de métakératophyre plutôt que trondhjemite : l'étude pétrographique de celle-ci sera développée dans les parties consacrées au magmatisme et à la géochimie.

b) La formation de la Musa

Comme nous l'avons déjà précisé lors de la présentation générale du groupe de Musadal, la formation de la Musa comprend les faciès micaschisteux de type garbenschiefer, séricitoschistes et chlorito à amphiboloschistes. Les faciès appartenant à cette séquence schisteuse présentent la particularité d'être carbonatés. Les différents types de roches vertes cités dans l'introduction sont associés à cette séquence selon un ordre lithostratigraphique que nous essayerons de débrouiller au fil des coupes que nous avons effectuées.

. La première coupe (fig. 427) conduit de Jónn situé au confluent du torrent Musa avec le ruisseau d'Øya, jusqu'à la hauteur des ruines des chalets de Nysoeter (ce nom est un homonyme de celui employé dans le groupe de Stákahófi). Au-delà, vers le NW., la vallée de la Musa est établie dans des moraines. Les foliations recoupent régulièrement la direction de la vallée et pendent de 40° vers le N.NW.

. Peu après Jónn, vers le N.NW., nous trouvons, reposant en contact tectonique sur le faciès oeillé des sparagmites claires, une masse importante de schistes amphibolitiques verts leucocrates, portant le lichen gris caractéristique des roches amphibolitiques. L'altération donne à cette roche un aspect pulvérulent gris-verdâtre à gris-bleu. A la base les schistes amphibolitiques sont ocelés de taches blanc-jaunâtre. Nous interprétons ce faciès comme une zone écrasée liée au contact. Dans les schistes amphibolitiques, des micaschistes sériciteux gris-argenté à gris-cendré sont interstratifiés et plissés.

. Un faciès mérite une attention particulière : le niveau de séricitoschistes à amphiboles ; il présente à

l'affleurement de petits lits centimétriques de teinte grise à gris-verdâtre, très déformés, rappelant parfois des filons de quartz injectés, parfois un conglomérat très tectonisé. Ces lits sont en fait des niveaux de marbre sériciteux d'origine sédimentaire affectés de plis intrafoliaux, et qui diffèrent des filonnets de calcite extrimés dans certains micaschistes. Nous n'avons pas retrouvé cet horizon caractéristique dans d'autres niveaux.

. Nous trouvons ensuite sur 25 à 30 mètres des séricitoschistes beiges à brunâtres dont les plans de foliation portent des aiguilles d'amphiboles rappelant les garbenschieffer. Ceux-ci disparaissent tectoniquement vers l'E. sur le sommet Nonshøi. Des niveaux écrasés noirâtres de quelques mètres témoignent des conditions tectoniques sévères qui ont affecté les micaschistes à tendance garbenschieffer.

. Les garbenschieffer passent tectoniquement à des amphibolites vert foncé finement striées suivant la foliation par des lits millimétriques de quartz. Les affleurements d'amphibolites lavés par les eaux de la Musa prennent une teinte noire contrastant avec des niveaux métriques à décimétriques de séricitoschistes qui leur sont associés.

. Sous les chalets abandonnés de Muslisoeter, sur la rive gauche de la Musa, faisant suite aux amphibolites, des garbenschieffer forment de petites gorges sur le cours supérieur du torrent. Les aiguilles d'amphiboles y sont réunies en gerbes de 3 à 5 cm de diamètre. De petits cristaux de grenat accompagnent les amphiboles dans les plans micacés. Ce faciès est homogène à l'échelle de la carte au 25 000. Dans les détails, nous pouvons remarquer de brèves alternances plus schisteuses ; parfois même, l' amphibole disparaît totalement sur quelques mètres puis réapparaît par quelques aiguilles dispersées dans les plans de foliation, puis rapidement leur nombre croît jusqu'à reformer des gerbes.

Nous avons subdivisé ce terme très varié dans le détail en deux séries dont les limites cartographiques restent arbitraires : toutefois cette division marque ce que nous avons reconnu comme une évolution sédimentologique de faciès détritiques fins pélitiques, vers des faciès plus grossiers à dominante gréuseuse. Les garbenschieffer sont moins fréquents à mesure que l'on approche des roches vertes affleurant à Nysoeter ; ils sont relayés par des micaschistes quartzeux lardés de filonnets de quartz. Leur teinte gris-violacé est dûe en partie à la biotite qui est présente dans les plans de foliation. Des zones de quelques mètres à patine jaunâtre correspondent à des lits plus fins, graphiteux, qui tachent les doigts, la foliation est mal visible ; une origine tectonique pour ces faciès n'est pas exclue. Vers le sommet structural de la série, ces lits sont toujours situés entre les micaschistes quartzitiques et les séricitoschistes.

Une autre remarque peut être faite sur le garbenschieffer d'après les observations recueillies au cours de cette coupe : ce type de micaschiste apparaît toujours au sein de séricitoschistes ou micaschistes à mica blanc normaux, les dalles portant les grandes gerbes d'amphibole étant toujours situées au centre. Nous aurions ainsi la séquence lithologique suivante de la base vers le sommet structural :

- micaschistes gris jaunâtres graphiteux,
- séricitoschistes et garbenschieffer,
- micaschistes quartzeux,
- micaschistes fins graphiteux.

Cette séquence, compte tenu d'un pendage moyen de 40°, serait épaisse de 150 à 200 m.

Trois séquences analogues peuvent être observées ; les deux séquences structuralement supérieures sont regroupées dans "la série quartzeuse à garbenschieffer".

Dans la séquence la plus inférieure située juste au-dessus des roches vertes et schistes à amphiboiles rencontrés en amont du contact de la base de la nappe de Trondheim, existent des garbenschieffer au sens strict.

L'évolution sédimentologique de la série est soulignée par l'épaisseur des faciès à dominante pélitique et la raréfaction de niveaux quartzeux vers la base structurale de la formation.

• Au sommet de cette coupe, un peu en aval de Nysoeter, apparaissent des roches vertes. Les affleurements sont discontinus et très réduits. Un niveau de garbenschieffer a été observé dans cette masse amphibolitique.

• Enfin 1500 m au N. de la vallée de la Musa, les micaschistes à disthène du groupe de Ståkåhøi forment les croupes du Nonshøi et Mereftashøi. Nous décrirons macroscopiquement les trois termes représentatifs de la formation de la Musa. Des niveaux centimétriques à décimétriques de marbre qui n'ont pas été portés sur la carte, feront l'objet d'une description en lame mince.

- Les schistes amphibolitiques et chlorito-schistes

La caractéristique principale de ces faciès est l'abondance de la chlorite. Lorsqu'elle souligne les plans de foliation, elle constitue des amas flexueux anastomosés. Ces cristaux, idiomorphes, sont disséminés dans le fond de la roche. Leur pléochroïsme est peu marqué (teinte verte). Certains cristaux sont déformés. Elle constitue 15 à 25 % de la composition globale. L'épidote (sl) associée à la chlorite constitue un des minéraux principaux du fond de la roche ; en grains hypidiomorphes de 0,02 mm ou en prismes allongés de 0,5 à 1 mm, elle souligne la foliation. Le quartz, en grains xénomorphes de 0,02 mm est associé à l'épidote et confère également à la roche un

litage (peu marqué). Les cristaux de 0,5 mm proviennent d'une recristallisation tardive ; quelques grains ont une extinction roulante. Avec l'épidote, le quartz constitue 45 % de la roche.

L'amphibole forme des lits peu individualisés de cristaux poecilitiques non orientés. Les prismes allongés atteignent 1 à 1,5 mm. Ils sont tous affectés de cassures ; des individus ont parfois été fragmentés et disjoints. L'abondance de l'amphibole peut être évaluée à 5 à 10 % des minéraux de la roche.

Le plagioclase est souvent difficile à distinguer lorsqu'il est en petits grains associés au quartz. Des individus contemporains du quartz secondaire, ainsi que de la chlorite, moulent les clastes d'amphibole. Leur aspect amiboïde en permet l'identification rapide. Des individus maclés présentant une texture ignée relique sont inclus dans les poeciloblastes d'amphibole : leur pourcentage d'anorthite peut être évalué à 10-12 %.

La calcite paraît être un minéral d'altération. Les cristaux sont toujours xénomorphes, rarement maclés. Elle forme un ciment interstitiel entre les grains de quartz et l'épidote. Elle peut être en inclusions dans les porphyroblastes d'amphibole mais, le plus souvent, elle en constitue un des produits d'altération. Avec le quartz, elle fait partie de la paragénèse tardive suivant la cataclase et forme le remillage des microfissures des autres cristaux.

Les micas sont absents, sauf sous forme de quelques reliques en inclusions dans l'amphibole.

Les minéraux accessoires sont des oxydes : oxydes de fer et oxydes de titane disposés en chapelet dans la foliation.

Les chloritoschistes résultent généralement d'un écrasement de roches amphibolitiques voire d'amphibolites. Le terme extrême de cet écrasement produit des faciès similaires à ceux des niveaux serpentineux. La teinte de ces roches

est soit très foncée, verte à noire, soit blanchâtre. Le toucher de ces roches est généralement onctueux et leur éclat plus ou moins vitreux. Les roches de teinte claire, de type kleberstein, sont composées de talc, micas blancs (séricite ou muscovite) et de calcite, parfois d'aiguilles d'amphibole de type actinote. Nous avons rarement observé de la serpentine en lame mince. D'autres faciès, de teinte verte, doivent leur coloration à la chlorite qui constitue l'unique minéral ferro-magnésien.

- Les séricitoschistes

Ces roches très foliées ont une structure lépidoblastique franche due aux phyllites. Parfois cette structure peut être porphyroblastique à cause du développement de grains de plagioclases.

Macroscopiquement, le litage est peu marqué : une ségrégation en lits phylliteux et quartzofeldspathiques peut être observée.

Le quartz forme un assemblage de grains hypidiomorphes polyédriques de 0,2 mm. Des lignes d'inclusions secondaires sont fréquentes, disposées perpendiculairement à la foliation. Des phyllites, (micas blancs, biotite et parfois chlorite) se mêlent de manière quelconque à cet assemblage. Ces lits atteignent 1 à 1,5 cm d'épaisseur au maximum.

Le plagioclase : le pourcentage d'anorthite du plagioclase est difficile à évaluer. Toutefois, par comparaison avec des faciès analogues, la nature de ce plagioclase peut être de l'albite ou albite-oligoclase. Il se présente souvent en agrégats de 2 ou 3 cristaux millimétriques dans lesquels on peut suivre des structures hélicitiques. Les inclusions charbonneuses, mais également de biotite relique, de séricite et de quartz, confèrent à ce minéral un aspect "sale". L'extinction se fait par taches ou par zone, les individus sont engrenés les uns dans les autres. Leur cristallisation ou recristallisation paraît avoir été guidée par les déformations tardives.

Le mica blanc forme de belles paillettes millimétriques disposées dans les plans de foliation, mais également en travers des lits de quartz. Il s'agit d'une muscovite renfermant des inclusions charbonneuses et de minces liserés d'oxyde de fer le long des clivages et sur les bords. Certains individus sont tordus.

La séricite paraît être liée à l'altération du plagioclase. Dans certains bancs, la chlorite est beaucoup plus abondante que la muscovite et la séricite, cependant l'aspect sériciteux est conservé macroscopiquement.

La biotite présente deux générations cristallines. Une première génération est à l'état de reliques dans les plagioclases, parfois dans la muscovite. Ses teintes de pléochroïsme sont toujours faiblement marquées, jaune orange à jaune pâle incolore. Des individus plus récents de 0,2 mm sont disposés dans les plans de foliation et de manière quelconque dans les lits de quartz. On observe parfois sa transformation en muscovite. L'altération en chlorite est générale.

L'ensemble muscovite biotite et chlorite forme environ 35 à 40 % de la roche.

La chlorite peu pléochroïque polarise dans les gris, gris-verdâtre, elle forme des feutrages dans les lits quartzofeldspathiques. Il en existe quelques amas polycristallins en rosette. La taille des individus est inférieure à 1 mm ; des cassures et des kinks déforment ce minéral. Elle est en grande partie un minéral d'altération de la biotite et de l'amphibole.

L'amphibole est rare et accessoire ; quelques reliques témoignent de sa présence dans les lits phylliteux.

La calcite est peu fréquente, son pourcentage varie selon les échantillons, mais ne dépasse pas 3 à 4 %.

Les minéraux opaques sont des oxydes de fer (oligiste) et des oxydes de titane (brookite sans doute) alignés selon les plans de foliation.

De l'apatite et du zircon, très rares, constituent les minéraux accessoires.

- Les garbenschieffer ou séricostoschistes à gerbes d'amphibole

La structure est soit lénidoblastique, soit lénido-norphyroblastique. La roche se débite selon des plans à mica blanc et rosettes d'amphibole non orientées. Des baguettes moins nombreuses ont cristallisé perpendiculairement à la foliation. (fig. 130)

En lame mince, la roche apparaît très déformée par de petits plis flexuraux séparés par des rubans sériciteux. Ces plis ont isolé des amas sigmoïdes de quartz à extinction franche. Les grains sont hétérométriques et leur taille varie de 0,2 à 1 mm. Les plus gros sont issus de recristallisations tardives, les grains sont légèrement arrondis.

Le plagioclase, parfois associé au quartz dans les lits de 2 à 3 mm d'épaisseur, se trouve également dans les lits à mica blanc, souvent localisé dans les charnières des plis : leur habitus en cristaux allongés poecilitiques semble conditionné par les déformations. Des inclusions charbonneuses, des cristaux de séricite et des reliques de biotite chloritisées, confirment l'origine récente de ce minéral. Avec le quartz, le plagioclase de type albite ou albite-oligoclase, peut former 15 à 28 % de la composition minéralogique de cette roche.

Les micas : le mica blanc est cristallisé en fines bailllettes de 0,1 mm constituant des rubans onduleux de 1,5 mm d'épaisseur. La biotite en petites plages effilochées à contours flous de 0,2 mm, est répartie dans la trame micacée.

Les cristaux disposés dans les agrégats de quartz ont un pléochroïsme plus accentué dans le jaune brun, les contours sont nets, les traces d'altération sont rares.

La chlorite constitue, dans les lits micacés, des plages allongées de 0,5 mm. Elle contient des grains d'oxydes rejetés à la périphérie des lamelles ainsi que des inclusions de zircon. Des groupements de plusieurs lamelles sont fréquents dans les zones plissées. Dans les lits quartzeux, on distingue des amas de teinte verte où aucune forme cristalline n'est distinguable. Des individus très automorphes sont discordants sur la structure foliée. La chlorite est le seul produit d'altération de l'amphibole qu'elle remplace parfois entièrement. Son abondance varie de 5 à 10 %.

L'amphibole présente des cristaux très poecilitiques. Initialement discordants sur la structure foliée, ils paraissent très souvent avoir été réorientés par les petits plis flexuraux. Dans ce mouvement de rotation, le minéral a repoussé les lits phylliteux. Du quartz a souvent recristallisé dans les zones "d'ombre". Les inclusions des poeciloblastes sont disposées dans la foliation générale: elles sont de quartz, mica blanc, calcite et biotite. La taille des aiguilles d'amphibole est de 1 cm en moyenne. Elles composent de 15 à 30 % de la roche selon les échantillons.

Le grenat se présente en cristaux idiomorphes pouvant atteindre 4 à 6 mm de diamètre. Ils accompagnent toujours l'amphibole dans les garbenschieffer. Ils sont parfois poecilitiques, parfois squelettiques. Les inclusions de quartz et de calcite dérivent des structures sigmoïdes ou cycloïdes.

Les minéraux accessoires sont, outre le zircon et l'apatite, la calcite en plages xénomorphes non maclées ou en inclusion. Elle peut être considérée comme un produit d'altération du plagioclase et de l'amphibole; elle est plus rarement d'origine primaire. Les oxydes de fer, oligiste, hématite et oxyde de titane (rutile) sont en agrégats. La tourmaline peut éventuellement compléter la liste minéralogique.

- Les niveaux de marbres

Observés dans le quart inférieur du cours de la Musa, ils présentent en lame mince un assemblage de cristaux de calcite très bien maclés formant 70 à 80 % du fond de la roche. (fig. 132)

La séricite ou la muscovite dessinent des plis intrafoliaux centimétriques. Ces plis intrafoliaux ont été affectés tardivement par des plis très serrés "en accordéon" d'amplitude millimétrique.

Quelques cristaux de quartz (1 à 2 %) sont dispersés parmi la calcite.

La chlorite (presque incolore en lame mince) en cristaux bien individualisés, légèrement discordants sur les lits micacés, n'excède pas 2 %.

Les oxydes de titane (ilménite, brookite) sont accessoires.

Remarque : Les micaschistes quartzeux apparaissent en lame mince comme des séritoschistes dont l'épaisseur des lits quartzeux se serait accru au dépend des niveaux de phyllites. Cet accroissement est suffisant pour apparaître macroscopiquement. Cependant la biotite y paraît plus abondante parce que moins altérée que dans les séricitoschistes. Ce phénomène vaut également pour les séricitoschistes de type garbenschieffer. Nous n'avons pu distinguer d'évolution granulométrique entre les différents lits de quartz, l'hétérométrie parfois prononcée semble exagérée par les recristallisations tardives.

c) Les différents types d'amphibolites et leurs gisements

Cartographiquement nous n'avons pas distingué les amphibolites des chloritochintes ou schistes amphibolitiques qui leurs sont associés. Chaque faciès caractéristique a simplement été noté sur la carte par un indice.

Trois coupes vont nous permettre de présenter les principaux types d'amphibolites.

- La première coupe

Elle regroupe les observations des levés effectués dans le cours supérieur des torrents descendant en rive droite de la Læren à la hauteur du village de Dovre. Ces torrents prennent naissance sur le fjell, puis s'encaissent entre les chalets abandonnés de Gamle Tofte au N. et Gamle Soeter au S. Ces gorges recoupent sous un angle aigu les directions structurales des couches, ce qui permet, à défaut d'affleurements continus, d'établir des relations avec l'environnement micaschisteux.

- Dans le torrent de Gamle Soeter, les micaschistes quartzeux de la séquence à *marbenschieffer* du Musadal sont en contact avec des roches amphibolitiques rubanées. Deux ou trois mètres sous le contact, les micaschistes ressemblent à des taleschistes verifiés d'aspect lustré ; des filonnets de quartz déformés parcourent la roche et se perdent dans une zone broyée très friable de teinte grisâtre. Les roches amphibolitiques débutent par des chloritoschistes verts luisants.

Deux mètres au-dessus, une roche leucocrate à reflet gris-vert alterne en niveaux d'épaisseur décroissante verticalement, avec des amphibolites finement cristallisées, discrètement litées. L'aspect verdâtre de la roche leucocrate

est due à un piquetis d'amphbole dont les cristaux atteignent 4 à 6 cm de long. Des cristaux de grenat sont répartis également dans les deux niveaux lithologiques. A la base de la coupe un niveau leucocrate atteint 50 à 60 cm ; l'épaisseur passe à 10 cm dans le second niveau, enfin 4 mètres environ au-dessus du 1er niveau, nous ne retrouvons que des lits centimétriques (3 à 6 cm en moyenne) qui disparaissent latéralement.

- La coupe offerte par le second torrent situé à 1,5 km au N. de celui-ci, montre ces mêmes niveaux blanchâtres à verdâtres, mais cette fois très affectés par des phénomènes de boudinage. Des amphibolites et chloritoschistes constituent un deuxième horizon, structuralement supérieur à l'horizon précédent de Gamle Soeter. A Nysoeter, les niveaux amphibolitiques sont isolés sur une bande de 100 à 180 m de micaschistes de type garbenschieffer. Dans les affleurements exigus du cours supérieur de la Musa, nous avons retrouvé ce second horizon ainsi que le niveau sous-jacent d'amphibolites à boudins de roche leucocrate.

- Enfin le torrent de Gamle Tofte fait apparaître le faciès leucocrate boudiné dans la partie moyenne du deuxième horizon amphibolitique. Le sommet structural de cet horizon présente un faciès de chloritoschistes à petits yeux blanchâtres à jaunâtres.

En tenant compte du style de plissement très souple d'échelle hectométrique mais sans doute plurikilométrique qui caractérise tout le groupe, et au vu des faciès, il nous paraît raisonnable de considérer qu'il y a un doublement tectonique d'un horizon lithostratigraphique à dominante amphibolitique, comprenant de la base structurale vers le sommet :

- des niveaux leucocrates,
- des amphibolites massives évoluant vers des amphibolites,
- des chloritoschistes et schistes amphibolitiques.

• Observations détaillées de ces différents faciès

+ Les roches leucocrates ont une structure grenue à granoporphyroblastique. Leur composition minéralogique est réduite à du quartz et du feldspath qui constituent de 85 à 95 % de la roche.

Les minéraux colorés sont de la chlorite, soit de l'amphibole (8 à 12 %).

Le quartz est en petits cristaux isométriques de 0,01 mm. Des cristaux de taille plus grande ont recristallisé et soulignent une sorte de rubanement.

Le plagioclase comporte deux types de cristaux : des grains hypidiomorphes dont la taille n'excède pas 0,02 mm et des porphyroblastes zonés, macrés (carlsbad et albite) qui sont poecilitiques. La teneur en anorthite ne dépasse pas 12 à 15 %. Il est possible qu'il existe des individus de feldspath potassique. Certain faciès de cette roche présente encore une structure porphyrique relictuelle, conférée par le plagioclase.

La chlorite souligne avec le quartz une foliation très floue ; d'autres observations montrent que ce minéral a cristallisé dans les microcassures de la roche de manière désordonnée. Ses teintes de polarisation sont remarquables (rougeâtre-violacé, violet-cuivré) et la rapprochent d'une prochlorite.

L'amphibole cristallise en aiguilles très poecilitiques non orientées, au pleochroïsme accentué dans le vert foncé à vert-bleu.

Le grenat forme quelques cristaux idiomorphes millimétriques (2 à 3 mm).

Les minéraux accessoires sont de l'épidote en trainées éparses, soit en inclusions dans l'amphibole, soit

dans les lits de chlorite. On y observe également des minéraux opaques en grains.

La composition minéralogique de cette roche et son mode de gisement correspondent à ceux des métakératophyres quartziques.

+ Les amphibolites : elles ont un aspect massif vert noirâtre. Les linéations, lorsqu'elles sont visibles, sont soulignées par les aiguilles d'amphibole. Certains gisements proches des roches leucocrates métakératophyriques ont des faciès finement rubanés dus à l'existence de lits gris-blanc millimétriques.

Les amphibolites litées gardent les traces des déformations plicatives contrairement aux amphibolites massives qui en semblent dépourvues.

En lame mince, ces faciès présentent une texture nématoblastique isogranulaire parfois. Les plans de foliation sont tapissés de chlorite et biotite.

L'amphibole (50 à 70 % de la roche) présente un habitus aciculaire. Elle forme des groupements de plusieurs individus. Sa couleur en lumière naturelle (vert bouteille à vert-bleu) ainsi que son angle d'extinction (15 à 17 °) la rapprochent d'une hornblende. Certains cristaux sont poecilitiques et altérés en calcite et épидote (clinozoïsite et pistachite) ; la taille des nématoblastes est de quelques millimètres. Ils sont fréquemment cassés et tordus et portent des dépôts de minéraux opaques.

Le plagioclase forme des grains hypidiomorphes piquetés de séricite et renferme des inclusions diverses. Sa teneur en anorthite est assez constante (15 à 20 %) ; les macles de l'albite ou du péricline sont peu fréquentes dans l'ensemble.

Le quartz en grains isométriques engrenés, constitue les remplissages intertitiels. Dans les faciès finement lités, il compose les lits clairs grisâtres associé à de l'épidote et de la calcite.

Un grenat apparaît dans certains faciès foliés. Il est automorphe et semble avoir cristallisé tardivement par rapport aux autres minéraux.

La chlorite, ainsi que la biotite vert-brunâtre, tapissent les plans de foliation des faciès finement rubanés. Dans les faciès massifs, elles sont discordantes sur la structure nématoblastique. Une partie de la chlorite provient de l'altération de la biotite et parfois de l'amphibole.

Les minéraux accessoires sont, outre des sulfures (pyrite) et de l'ilménite, du sphène en très petits grains ou en cristaux idiomorphes cataclasés. La calcite dont les proportions varient selon les faciès, paraît dérivée de l'altération de l'amphibole et du plagioclase, tout comme l'épidote. Elle peut constituer de petits filonnets dans le faciès rubané.

Cette composition est assez générale pour l'ensemble des faciès d'amphibolite rencontrés sur le terrain. Il convient de remarquer cependant que, dans le groupe de Musadal, les amphibolites rubanées sont assez exceptionnelles.

* Les chloricitoschistes à petits yeux blanchâtres :

Cette roche est mal foliée. Elle a une structure granolépidoblastique et porte des traces d'un écrasement important (structures losangiques en poissons). La structure oeillée paraît être un héritage de cette phase tectonique.

La structure lépidoblastique, ainsi que la linéation imprimée sur les plans micacés, sont liées ou postérieures à la recristallisation des différentes espèces minérales composant la roche : quartz, biotite verte, séricite, chlorite et épidote, quelques cristaux de plagioclase.

Le quartz en grains ou en tablettes hétérométriques est disposé en lits constituant le feuilletage.

La biotite à cléochroïsme marqué dans le vert (ng : brun vert à vert jaune) forme de petites oaillettes de 0,5 mm parfois accolées. Les cristaux sont bien cristallisés avec parfois des liserés d'oxyde et quelques rares zircons le long des clivages. Elle forme des lits éraillés. Les cristaux sont dispersés dans toute la roche, beaucoup sont noyés dans la chlorite.

De la séricite en amas diffus associés à des grains de quartz et des cristaux d'épidote automorphe constituent les yeux observés macroscopiquement. La taille de ces amas est comprise entre 0,5 et 1,2 cm. Les amas présentent beaucoup d'analogie avec l'altération complète de plagioclase. Des baguettes de muscovite discordantes sur la foliation à biotite sont parfois incluses dans ce dernier minéral ; une auréole d'altération sur le pourtour des cristaux confirme l'antériorité de ce minéral.

Le plagioclase reconnaissable est peu fréquent : c'est une albite faiblement poecilitique noyée dans les amas d'altération ou dans les lits micacés.

La chlorite est en fibres à l'intérieur de la biotite et forme également des amas millimétriques à centimétriques, xénomorphes et discordants sur la structure planaire.

Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et surtout des cristaux de 3 à 4 mm, automorphes, de pyrite.

- La deuxième coupe

Elle permettra d'observer les rapports entre les amphibolites, le gabbro saussuritisé et les faciès du Musadal. Cette coupe part de Jønn au confluent de la Musa et remonte par Øyasoeter jusqu'au premier lac du Jønndalen (lac

Birisjøen).

Le ruisseau d'Øyadal coule dans la spatagmite vert clair à débit en dalles, jusqu'à l'avalomb du sommet Vakkerdalshøi situé sur la rive gauche du torrent. Nous voyons ensuite apparaître un niveau de roches vertes laminées, d'aspect serpentineux de 50 à 80 m d'épaisseur à l'affleurement, puis, coincés par un deuxième niveau de roches vertes de type amphibolite finement foliée, nous retrouvons des séricitoschistes fortement laminées. Au niveau du premier torrent important affluent en rive droite, des séricitoschistes à tendance carbenschieffer affleurent sur 300 m. Ils sont relayés par des séricitoschistes grisâtres à vert-cendré, puis des gabroïlites massives avec niveaux carbonatés centimétriques à décimétriques constituent les affleurements de part et d'autre de Øyasoeter. Cette succession est tout à fait semblable à celle rencontrée à la base de la coupe de la rivière Musa près de Jønn. Les différents termes sont un peu plus épaiss dans la région d'Øyasoeter. Du point de vue structural, le niveau d'amphibolites passant à Øyasoeter descend des crêtes du Vakkerdalshøi pour remonter à la verticale vers le relief situé sous le cintement ébouleux du sommet Randnebb, formant ainsi un pli synclinal. Vers les crêtes du Randnebb, les amphibolites passent ensuite en continuité avec les faciès gabroïques laminés par la tectonique calédonienne.

(1)

Le gabbrro "saussurisé" présente deux faciès à l'affleurement :

- un faciès leucocrate piqueté de grenats millimétriques, et portant un rubanement irrégulier marqué par des lits d'amphibole et de chlorite,

(1) terminologie de T. Strand 1951)

- un faciès plus caractéristique dans la lithologie du Trondheim, qui consiste en une roche verdâtre à texture nématoblastique portant une ébauche de foliation et dont l'originalité est due aux ocelles oblongues blanc-crème, de 3 à 5 mm, composées à 95 % d'épidote.

- Enfin, un faciès leucocrate grenu à petits grenats, dont la structure et la composition minéralogique s'apparentent beaucoup au kératophyre quartzique décrit dans la coupe précédente. L'environnement immédiatement inférieur à ce faciès est formé par un chloritoschiste à petits yeux.

Les rapports existants entre ces différents types de roches seront abordés dans les chapitres consacrés à la pétrographie, à la géochimie et au magmatisme.

Toutefois, des relations pétrographiques et lithostratigraphiques avec le groupe des roches vertes et métakératophyres de Gamle Soeter sont probables quoique, faute d'affleurements, nous n'avons pu confirmer cette hypothèse.

L'intrusion en forme de sill située peu avant le premier lac, en s'avancant vers le N. de la gorge du Jønndalen, est liée métrographiquement aux faciès du gabbro et des kératophyres. Il s'agit d'une roche très claire piquée de cristaux de biotite, peu foliée et à laquelle la texture du plagioclase et du quartz confère un aspect pegmatoïdique. Ce sill, d'une épaisseur de 200 m environ, est isolé des roches amphibolitiques de Øyasoeter par un contact tectonique. Les séricitoschistes et garbenschieffer venant immédiatement à l'W., sont identiques à ceux de la formation de la Musa.

- La dernière coupe

Située dans la zone S.W. de notre secteur, part des chalets de Holesoeter juste au-dessus du Langvatn.

L'épaulement de Holesoeter surolombant les lacs est taillé dans des séricitoschistes beiges, parfois légèrement roux, qui présentent la particularité suivante : un litage centimétrique donne à ces micaschistes un rubanement remarquable fait de lits de quartz, de carbonates, de phyllites. Dans les lits phylliteux des alternances sombres et claires rappellent des varves (nous emploierons ce terme dans son sens descriptif uniquement). Ces bandes claires ont des épaisseurs de 1 à 1,5 cm, tandis que les lits noirs ne dépassent pas 0,5 cm ; une schistosité bien développée dans les lits phylliteux est réfractée dans les niveaux quartzzeux où elle peut disparaître totalement.

En lame mince, la sédimentation de type rythmique se traduit par des lits phylliteux composés de biotite en très fines lamelles de 0,02 mm. Le mica blanc est en proportion supérieure, généralement associé à des cristaux de même taille de quartz 0,01 mm.

La chlorite forme des nids ovoïdes disposés dans les plans de schistosité : ce minéral est postérieur à toutes les autres espèces cristallines.

Les lits carbonatés comprennent de la calcite, dans une proportion élevée de 50 à 80 % et des grains de quartz hétérométrique 0,2 à 0,01 mm.

Quelques individus de biotite sont accessoires. Les lits quartzzeux sont formés de 80 % de quartz à extinction roulante en grains xénomorphes hétérométriques de 0,4 à 0,01 mm. Des cristaux de calcite sont fréquemment associés au quartz dans la zone de contact avec les lits carbonatés, puis disparaissent lorsqu'on s'éloigne de cette zone. De la biotite et du mica blanc forment de petits amas enchevêtrés épars.

Quelques rares oxydes ou hydroxydes de fer constituent les minéraux accessoires.

Les séricitoschistes sont couronnés par des amphiboles noirâtres très massives affleurant sur 100 m environ. La base de ce niveau est occupée par une véritable brèche d'amphibolites cimentée par de la calcite. Les fragments sont de taille variable (du cm au décimètre) et peu déplacés : on peut reconstituer les divers morceaux comme un puzzle. Au sommet structural de l'amphibolite, des filons de quartz décimétriques sont disposés parallèlement à la foliation des micaschistes susjacentes.

Ces amphibolites finement cristallisées portent de petits grenats (2 cm en moyenne) automorphes brunâtres.

Les micaschistes qui surmontent ces amphibolites sont de type garbenschieffer avec cette particularité de ne comporter, hormis un peu d'amphibole et de chlorite, que des minéraux leucocrates ; ceci confère à ce faciès un aspect blanchâtre, parfois à altération poudreuse. T. Strand, pour les désigner, emploie le terme "d'amphibole granulite". Des roches de ce type avaient été reconnues par Goldschmidt (1916) et Koldern (1935) comme étant des roches intrusives de type métatradhémite. Selon T. Strand, une des particularités minéralogique de ces roches est constituée par l'habitus de l'albite en agrégats de petits cristaux de 0,02 mm.

A cette formation succèdent des micaschistes à muscovite et grenat peu foliés passant à des séricitoschistes à traînées noirâtres, d'aspect gris argenté, assez identiques aux faciès sériciteux et graphiteux de la coupe de la Musa.

Nous trouvons ensuite, au pied des premières pentes du Storhamnfjell, une roche massive noire à verdâtre, débitée en parallélépipèdes décimétriques par des diaclases. Cette roche, au moins à la base de la coupe, lorsqu'il est possible d'y observer une foliation, est très plissée. Dans

le torrent descendant vers le lac Birisjøen, nous avons observé un débit particulier en "tuyaux" décimétriques aplatis ; une observation minutieuse a permis de découvrir des structures ovoïdes (marquées par un zonage de la roche) de quelques décimètres (20 à 30 cm maximum) et soulignées par une bordure noirâtre. Ces ovoïdes sont empilées et "cimentées" par un niveau leucocrate souvent altéré de teinte gris verdâtre. Il s'agit sans ambiguïté "de structures en oreillers" ou "pillows". Ce faciès à pillow est développé sur 20 à 25 m vers le sommet topographique du gisement. A la base de ce faciès les amphibolites montrent sur un fond homogène vert foncé, des cristaux automorphes blanchâtres (plagioclase) conférant à la roche une structure porphyrique.

Juste au-dessus des pillows et avant d'arriver au replat du sommet du Storhamnfjell, une roche bréchique, très semblable à celle rencontrée au-dessus de Holesoeter, forme une bande continue d'épaisseur variant entre 5 et 15 m. Cette roche avait déjà été reconnue par Strand (1951) comme une roche à structure scorinée. Les éléments bréchiques de même nature que les amphibolites sous-jacentes, sont fissurés et peuvent être reconstitués en blocs arrondis, de 10 à 15 cm, à structure concave. Le tout est cimenté par de la calcite.

Nous avons été conduits à faire de cette brèche une brèche d'éclatement du gisement à "pillows" par comparaison avec des gisements de "pillow lavas" alpins. Dans les conclusions, nous reviendrons sur les conséquences, quant à la polarité stratigraphique, impliquées par la présence de ces niveaux particuliers.

• En lame mince, nous ne décrirons que le faciès sériciteux à garbenschieffer et rubanement leucocrate, puis les faciès d'amphibolites.

+ Les garhenschieffer à rubanement leucocrate sont profondément marqués par une structure planaire, soulignée par les maillettes de mica blanc associées aux lits d'amphibole. Une linéation de crénulation portée par la foliation déforme les cristaux de mica. La structure est lépidoblastique à lépidomorphoblastique.

Le quartz en petits parallélépipèdes disposés selon la structure planaire, a généralement recristallisé en englobant parfois des reliques de biotite. De la muscovite et un peu de séricite associée constituent le "mica blanc". La muscovite se présente en lamelles de 0,5 mm disposées à plat dans la foliation. Les cristaux sont idiomorphes, parfois courbés. Les lits micacés sont plus développés lorsqu'ils sont associés à l'amphibole.

L'amphibole n'existe plus qu'à l'état de relique. Ses teintes de néochroïsme varient du bleu ou bleu-vert jusqu'au jaune pâle, l'angle d'extinction est faible, de 0 à 4°. Ces caractères la rapprochent des amphiboles sodiques. Les produits d'altération les plus communs sont l'épidote (s.l.) en cristaux allongés automorphes et la chlorite.

La biotite subsiste également à l'état de reliques, en cristaux effilochés, rongés par la chlorite. Le néochroïsme vert brunâtre à vert pâle témoigne de son état d'altération.

Le grenat forme des cristaux "en éponge" de 1 à 3 cm, laminés et cassés. De la biotite chloritisée est disposée à l'intérieur de ces cassures.

L'épidote et la chlorite ont cristallisé tardivement et sont issues de l'altération de la biotite et de l'amphibole.

Le plagioclase, difficile à déceler au microscope, forme de petits cristaux xénomorphes d'aspect cataclasique ; la taille des grains ne dépasse pas 0,08 mm. Ils sont

rarement maclés et les plages sont assez limpides. De petits agrégats peuvent être rencontrés dans les niveaux à forte densité de muscovite, épidote et amphibole.

Les minéraux accessoires sont des oxydes de fer et quelques rares sulfures de type pyrite.

+ Les amphibolites massives

Leur composition minéralogique reste généralement assez constante. Mis à part le grenat, la calcite et la biotite qui apparaissent occasionnellement dans des niveaux foliés, les minéraux principaux sont de l'amphibole, de l'épidote, de la chlorite, du plagioclase, du mica blanc, un peu de quartz et des minéraux opaques.

Les divers faciès de ces amphibolites sont dus aux divers types d'arrangement des minéraux les plus abondants.

Le faciès amphibolite à grenat automorphe est comparable au faciès encaissant les niveaux métakératophyriques de Gamle Soeter et Gamle Tofte au N.E. de la rivière Musa.

• le faciès d'amphibolites massives à phénocristaux

Ce faciès montre une structure relique de roche effusive voisine d'une andésite porphyrique.

Les cristaux millimétriques blanchâtres sont constitués d'amas d'épidote (s.l.) et de chlorite : des reliques de plagioclase peuvent subsister parmi ces minéraux. (fig. 133)

D'autres cristaux atteignant quelques millimètres représentent des sections d'amphibole, partiellement ou totalement chloritisées.

Une bordure d'oxyde subsiste autour de ces phénocristaux. Les oxydes de fer constituent des chapelets le long des clivages de la chlorite.

Les phénocrisiaux sont noyés dans un fond de minéraux enchevêtrés, hydridiomorphes pour la plupart, représentés par l'épidote à 75 %, la chlorite 20 à 30 % et l'amphibole. La séricite participe en général à cet enchevêtrement : ses cristaux, quoique petits (0,06 mm), sont idiomorphes. L'épidote comme l'amphibole ont du recristalliser. Des cristaux automorphes recouvrant, sans orientation préférentielle, les plages hypidiomorphes de même espèce cristalline, sont tardifs.

Les oxydes de fer et de titane (magnétite et rutile) sont accessoires, mais parfois abondants.

• Le faciès d'amphibolites à débit en "pillow"

La structure de cette roche est franchement porphyrique fluidale. On peut rencontrer deux zones qui sont, de l'extérieur vers l'intérieur des ovoïdes :

- à la périphérie, une zone riche en minéraux opaques (hématite ?) soulignant la structure du pillow. Le fond, mal cristallisé, est constitué par un agrégat d'épidote (pistachite) et d'amphibole peu chloritisée. Quelques rares cristaux automorphes de clinozoïsite tranchent sur le fond de la roche. La taille du grain ne dépasse pas 0,02 mm. La zone de contact des ovoïdes avec le ciment paraît finement schistosée ; les minéraux opaques suivent approximativement cette pseudoschistosité.

- la zone interne de l'ovoïde présente la structure porphyrique fluidale. L'épidotitisation et l'amphibolitisation sont moins poussées que dans la zone externe. Des lattes de plagioclase (maclé carlsbad) se détachent sur le fond de la roche ; leur taille est assez constante, variant autour de 0,5 mm. Ces lattes peuvent être appuyées les unes sur les autres, laissant des interstices comblés par un agrégat de petits grains de plagioclase de taille inférieure à 0,01 mm ; ces agrégats ont sans doute pour origine une recristallisation de microlithes.

L'épidote (cristachite et clinzoïsite) se présente en cristaux automorphes de 0,2 à 0,5 mm, discordants sur les structures volcaniques reliques. L'amphibole et un peu de chlorite sont également bien cristallisés, sans orientation privilégiée.

Le fond cristallin est constellé par une miriade de grains de minéraux opaques.

Le ciment est constitué à 80 % d'épidote en lits et d'amphibole. Le fond cryptocristallin est représenté par de la calcite. La disposition des minéraux est en lits parallèles au contour des "pillows".

d) Conclusion

Les formations et termes constituant le groupe de Musadal sont caractérisés par une dominante volcanique basique. Dans une succession de termes effusifs dont les structures résiduelles permettent de les identifier comme d'anciens basaltes ou andésites, nous observons des niveaux métasédimentaires stratifiés entre les différents types d'amphibolites.

Quoique très fortement affectés par une tectonique tantôt cisaillante, tantôt clycative, nous avons identifié les principaux faciès associés en un cortège ophiolithique (serpentines ? gabbro massif et rubané, kératophyres, basalte et andésite). Cependant, nous n'avons jamais observé un développement de faciès grenus : les périclases ou norites classiquement décrites dans les cortèges ophiolitiques (Hellenides, Tauride, Galice) sont absentes sur notre terrain, mais également toute la bordure méridionale voire sur l'ensemble du bassin de Trondheim. Les serpentines sont presque inexistantes sur le terrain étudié ; elles sont remplacées par des roches constituées essentiellement de talc connues en Norvège sous le nom de klebberstein.

Nous avons trouvé un niveau de métabasalte présentant un débit "pillow" et surmonté par une brèche d'éclatement à ciment carbonaté.

Les divers bancs amphibolitiques représentent probablement d'anciennes coulées basaltiques auxquelles se joignent parfois des niveaux interstratifiés de kératoophyres quartziques. Les termes basiques sont intercalés dans des séricitoschistes, chloritoschistes ou amphiboloschistes.

La formation de la Musa illustre particulièrement bien ces récurrences métasédimentaires et orthoamphibolites.

Bien que nous n'ayons pas pu observer la nature de tous les contacts entre ces deux types lithologiques, et grâce aux observations faites dans la gorge du Jónndalen, il paraît certain que des contacts tectoniques cisaillants compliquent les séries. Par contre, les comparaisons que nous avons pu établir avec le cortège ophiolitique des Taurides montrent que l'existence de niveaux interstratifiés de métasédiments, tufs et brèches entre les laves débitées en "pillows", peut être d'origine stratigraphique.

Les principales caractéristiques de ces sédiments associés sont :

- une origine volcanodétritique (brèches, grauwacke),
- la nature rythmique des séquences,
- les intercalations de tuffites.

Ces caractères s'appliquent parfaitement aux métasédiments rencontrés dans le groupe de la Musa :

La nature rythmique des séquences est marquée tant à l'échelle de l'échantillon qu'à l'échelle décamétrique ou hectométrique. (fig. 131)

Les zones graphitiques peuvent représenter soit des lits de schistes bitumeux existant dans les niveaux intercalaires des complexes ophiolitiques (Taurides), soit des zones ayant particulièrement souffert lors de la tectonique calédonienne.

Les niveaux de rachenschieffer traduirait des apports volcaniques plus acides dans une sédimentation essentiellement séditive.

Les petits lits de marbre centimétriques décrits dans la formation de la Musa peuvent être comparés aux calcaires en plaquettes achevant les séquences sédimentaires qui précèdent l'apparition des brèches liées aux effusions.

Ce type de sédimentation conservé en dépit d'une histoire tectonique complexe et d'un métamorphisme polyphasé, individualise nettement le groupe de Musadal.

La formation de Tverrai est à rattacher à ce cycle sédimentologique. Les analogies sont également nombreuses avec les caractères de la sédimentation de la formation de Fokstua-Nonshøi. Le magmatisme, soit directement grâce à la nature des coulées et des intrusions, soit indirectement par contamination des métasédiments, permet de dégager une polarité à grande échelle ainsi que les dominantes des grands groupes lithologiques.

52) LA FORMATION DE TVERRAI

a) Introduction

La formation de Tverrai a été définie au SE du secteur, sur la rive gauche de la rivière Skjerva, immédiatement au NE des "chalets" de Lefinna dans les lits des torrents Tverrai et Store Lefinna. Elle affleure également sur le sommet Oksli légèrement plus au N. Cette zone est l'unique endroit où nous avons pu lever des coupes complètes de cette formation.

Du point de vue lithologique, la formation de Tverrai est caractérisée par une grande variabilité des faciès : elle est constituée par une multitude de bancs souvent peu épais (de 1 à 10 m) de lithologie variée (séricitoschistes, chloritoschistes, micaschistes plus quartzueux, amphibolites, calcaire, niveaux graphiteux, conglomérat, ...).

Dans ces alternances, à priori très anarchiques, nous avons pu retrouver des bâches de séquence lithologique régulière. Mais l'étude lithologique de la formation est rendue difficile par un glissement polyphasé intense ainsi que par la présence de nombreux contacts cisaillants : il est pratiquement impossible de distinguer une répétition lithologique d'origine sédimentaire d'une répétition d'origine tectonique. Pour ces mêmes raisons, il nous est difficile d'estimer l'épaisseur globale de la formation (probablement de 80 à 150 m).

Malgré cette difficulté, la formation de Tverrai nous semble la seule formation du secteur présentant dans son ensemble une évolution de faciès aussi nette, avec passage progressif entre divers types de sédimentation, c'est à dire une polarité stratigraphique franche. C'est pourquoi la formation

de Tverrai, considérée dans ses rapports avec le groupe de Musadal sous-jacent et le groupe de Utakahöi sus-jacent, forme le pivot et la clef de l'établissement de l'échelle lithostratigraphique du secteur (méridional).

Nous allons donc décrire en détail les coupes de terrain qui nous ont servis à débrouiller la lithostratigraphie de la formation de Tverrai.

i.) Etudes des diverses coupes dans la formation de Tverrai

- Coupe N.S. selon le torrent Tverrai

Cette coupe N.S. longue de 2 km, traverse des couches parallèles allongées SW-NE, à allongement vers le SE. On rencontre du sommet vers la base structurale : (fig. 136)

• un banc d'amphibolite (10 m d'épaisseur) : il s'agit d'amphibolite massive de couleur gris-vert sombre, qui présente un fin rubanement induit par la présence de lits minces, d'épaisseur millimétrique, de quartz et calcite. Elles sont finement grenues et ont une texture nématoblastique (la taille moyenne des aiguilles d'amphibole varie de 0,2 à 0,5 mm). Les baguettes d'amphibole sont parallèles entre elles, soulignant ainsi une linéation. Dans la masse de l'amphibolite sont dispersés des porphyroblastes automorphes de grenat dont le diamètre varie de 0,5 à 3 mm. En lame mince, la composition minéralogique de ces amphibolites est la suivante : amphibole pléochroïque vert-bleu à vert-jaune, calcite, épidote, chlorite, quartz et très peu de plagioclase (oligoclase), ainsi qu'un peu de sphène.

• une trentaine de mètres de micaschistes argentés à mica blanc dominant, contenant des niveaux méttriques plus quartzeux ainsi que des niveaux écrasés.

... puis, sur une distance d'environ 1 km, une alternance de bancs de séricitoschistes à amphibole ("garbenschieffer") et de niveaux amphibolitiques qui sont affectés de plis isoclinaux serrés décamétriques. Les bancs d'amphibolite sont identiques à ceux précédemment décrits. Les niveaux de garbenschieffer de 5 à 10 m d'épaisseur, sont de couleur claire gris-verdâtre, piquetés de taches orangées. Macroscopiquement, ils présentent un feuillement net ; de larges plages de mica blanc sont disposées parallèlement à ce feuillement. Le fond de la roche est quartzofeldspathique légèrement carbonaté. On y distingue de grandes baguettes d'amphibole (de 0,5 à 1 cm de long) disposées à plat sur la foliation, ainsi que des porphyroblastes de grenat rose sombre (de 1 à 3 mm de diamètre). En lame mince, la texture de la roche apparaît lépido-porphyroblastique. Le fond, finement grêlu (de 0,1 à 0,5 mm), contient du quartz en petits cristaux étirés selon la foliation, du plagioclase (albite oligoclase) en individus souvent non maclés ni altérés (l'ensemble plagioclase plus quartz, difficilement distinguable l'un de l'autre, représente environ 30 % de la roche). L'unique phyllite marquant le feuillement de la roche est un mica blanc pseudo-uniaxe (muscovite phénacitique ?) ; il constitue approximativement 10 à 15 % de la composition globale. On y observe, d'autre part, de 7 à 10 % de calcite en cristaux allongés et xénomorphes s'intercalant entre les cristaux de quartz et plagioclase. Les porphyroblastes d'amphibole sont automorphes et très poecilitiques (inclusions de quartz et plagioclase) ; il s'agit d'une amphibole très pleochroïque (vert-gris assez soutenu à incolore). Autour de chaque aiguille, on observe une concentration importante de mica blanc. Les cristaux d'amphibole sont très fracturés et les fractures sont colmatées par de la calcite, des oxydes de fer et parfois par de minuscules paillettes de biotite. Les porphyroblastes de grenat sont également très poecilitiques, de forme allongée inhabituelle pour du grenat.

T. Strand émet l'hypothèse d'une origine volcano-sédimentaire pour ces garbenschieffer : "dépot de tuffs basaltiques au sein d'un matériel détritique fin". Cette hypothèse nous paraît plausible ; nous serons amenés à reparler de la genèse de ces garbenschieffer fréquents sur notre secteur. (fig. 142)

puis, sur environ 200 m, on rencontre une zone très tectonisée affectée de plis serrés cisailés, où malgré un début de mylonitisation, on reconnaît la sécession amphibolite, garbenschieffer et micaschistes argentés.

vers la base de cette zone tectonisée, on trouve des chloritoschistes à filonets de carbonates qui passent à un banc de marbre franc, de 1,5 m d'épaisseur, brun roux à l'affleurement, blanc gris laiteux à la cassure. Ce calcaire métamorphique à gros grains (taille millimétrique) ne contient que de la calcite ; sur les bords du banc, on y observe de la fuchsite (mica blanc chromifère).

puis la séquence lithologique reprend : chloritoschistes, micaschistes argentés, garbenschieffer et amphibolites. Près du confluent du Tverrai avec le Store Lefinna, cet ensemble est plissé en un lourd antiforme d'axe EW, à cœur d'amphibolite, et dont le flanc S. est tronqué par un contact cisailant plongeant vers le N.

au confluent même, on constate le chevauchement de l'ensemble de la série sus-décrise sur une formation conglomératique à ciment vert et galets de quartz blanc : il s'agit de l'un des faciès décrit par T. Strand sous le nom de "conglomérat du Skardshøi".

La coupe de Tverrai met donc en évidence que notre formation de Tverrai est constituée par deux ensembles en contact tectonique :

+ un ensemble cohérent où l'on retrouve des récurrences de cinq faciès principaux (amphibolite, garbenschieffer, micaschistes argentés, chloritoschistes carbonatés et marbre),

+ le conglomérat du Skardshøi.

- Extension latérale du contact entre la série litée du Tverrai et le conglomérat du Skardshøi

Ce contact tectonique entre les deux ensembles qui, au confluent, plonge d'environ 45° vers le N., se poursuit vers l'E. en s'infléchissant légèrement vers le NW dans le cours supérieur de la Vesle Lefinna. Après une zone de 3 km sans affleurements, nous l'avons retrouvé légèrement au NW de la crête du Skardshøi (il plonge alors d'environ 30° vers l'W.) : le conglomérat à ciment chloriteux et très petits galets de quartz, est affecté d'un pli antiforme à grand rayon de courbure, alors que la série sus-jacente présente une importante disharmonie de glissement (cf. planche n°). L'observation de détail de cette série, en particulier dans la coupe offerte par un petit torrent SE-NW descendant de la crête du Skardshøi, montre un passage continu entre des bancs plurimétriques de conglomérat et des bancs d'amphibolite : la matrice amphibolitique se charge progressivement de galets de quartz.

Légèrement plus au N., on retrouve le conglomérat qui cette fois chevauche la série litée du Tverrai. Le tracé du contact est sinuex : il serpente sur les crêtes joignant vers le NW le Skardshøi au Stakahøi ; il subit de nombreux changements de directions ainsi que des inversions de plongement qui mettent, soit la série litée en contact sur le conglomérat comme dans le Tverrai, soit l'inverse.

• Au niveau du versant S. du Stakahøi, alors que jusque là, la direction moyenne de ce contact était NW-SE, le contact s'incurve brutalement et devient EW : le conglomérat chevauche définitivement la série variée du Tverrai et est lui-même chevauché par les micaschistes à silicates d'alumine de la formation de Skarkollan (groupe de Stakahøi). Contrairement à ce que nous avons observé au S. et au SE (Tverrai et Skardshøi), ces trois termes sont en accordance parfaite, les foliations étant très redressées avec un pionglement vers le N.

Vers l'W. le contact se poursuit ; son tracé forme une boucle légèrement incurvée vers le S. Le liseré de conglomérat intercalé entre les micaschistes à silicates d'alumine de la formation de Skarkollan et la série variée du Tverrai, possède une épaisseur très irrégulière qui varie de 1 à 10 m ; parfois même, il disparaît complètement (par exemple sur la rive S. du petit lac situé à 1 km au sud du Stakahøi, ou bien le long du Stadalsveien, dans le lit du ruisseau Breidjordbakk).

Vers l'W., la formation de Tverrai se prolonge au-delà de la rivière Skjerra, en dehors du secteur étudié.

Ces premières coupes mettent donc clairement en évidence que la formation de Tverrai est composée de deux ensembles lithologiques : la série variée et le conglomérat du Skardshøi, les deux ensembles étant séparés par un contact tectonique. L'ensemble cohérent de micaschistes, garbenschiefer, amphibolite, chloritoschistes et marbre, repose sur une "semelle de conglomérat", ces deux unités sont plissées ensemble.

Nous avons observé dans la coupe du ruisseau descendant de l'extrémité NW de la crête du Skardshøi, qu'il existe des bancs de conglomérat interstratifiés dans des bancs d'amphbole de la série variée du Tverrai. Il existe

donc des relations stratigraphiques entre les deux ensembles constituant la formation de Tverrai. La coupe NS effectuée à partir du hameau de Lefinlia vers le Jønndal, confirme cette observation de passage continu entre les divers termes de la formation de Tverrai.

- Coupe NS à partir de Lefinlia vers le Jønndal : description des divers faciès du conglomérat du Skardshøi

. A Lefinlia, le conglomérat du Skardshøi présente de multiples variations. Il est partout étiré et très laminé. Les galets sont aplatis et allongés.

Le faciès le plus répandu est celui que l'on rencontre sur le bord du Sladalsveien, sous le pont qui enjambe le ruisseau Tverrai : il s'agit d'un conglomérat à matrice verte constituée essentiellement de chlorite et amphibole. Les galets sont de taille réduite (de 1 à 10 cm de long) ; ce sont principalement des galets de quartz blanc laiteux. Dans les niveaux les moins écrasés, on y observe également des galets carbonatés de couleur beige marron, souvent partiellement dissous par l'érosion. Nous n'avons pas observé de galets de roche verte. Sur les surfaces d'érosion, les galets de quartz sont en relief, ceux de carbonates ont disparu, laissant des alvéoles occupées par le traditionnel lichen orangé indicateur de carbonate. Les galets de quartz sont souvent cassés et ressoudés par le ciment vert.

Certains niveaux sont entièrement laminés : il ne reste plus qu'un chloritoschiste très bien feuilleté dans lequel on reconnaît des galettes de quartz blanc laiteux aplatis parallèlement à la foliation ; d'autres niveaux, moins tectonisés, présentent des nodules épars de quartz, derniers vestiges de galets au sein du chloritoschiste .

Immédiatement au S. du pont sur le Tverrai, le conglomérat devient de plus en plus riche en galets carbonatés. Sa coloration verte d'ensemble disparaît progressivement pour devenir beige orangé. Cette formation passe petit à petit à un conglomérat à ciment carbonaté beige ocre : dans la pâte, on distingue de petits grains de quartz détritiques qui rendent les surfaces d'affleurements grumeleuses ; les galets de quartz, très étirés et plissés, ont des formes vermiculées. On distingue également parfois de fines lentilles allongées vert-jaune pâle (présence d'épidote) qui pourraient être également d'anciens galets. Ce faciès est également souvent très laminé, il se présente alors sous forme d'une roche à rubanement discontinu, très hétérogène, ressemblant à un agglomérat de galettes de nature différente.

En lame mince, la texture du ciment du conglomérat peu déformé est granoblastique, tous les cristaux étant allongés parallèlement à la foliation. La taille des grains est hétérogène, elle varie de 0,1 à 1 mm. Dans certaines lames, on distingue des ségrégations de minéraux groupés par type dans des agrégats de forme ovoïde. Ce sont par exemple des amandes formées de cristaux de quartz de grande taille à extinction roulante très prononcée, ou de calcite, ou bien encore des nodules allongés constitués de quartz et épidote. Ces structures peuvent être les anciens galets. Les limites des galets sont généralement diffuses et progressives ; par contre, il paraît général qu'un fin liseré de cristaux d'épidote entoure les galets de quartz : il s'agit probablement d'une auréole de réaction entre le galet et le ciment induite par le métamorphisme. (fig. 143-145)

La matrice de ce conglomérat contient essentiellement de l'amphibole et de l'épidote, mais également du quartz et de la calcite. Dans les niveaux à ciment carbonaté, celui-ci ne contient que de la calcite et du quartz, parfois un peu d'épidote.

Mais cette structure reconnaissable de conglomérat est rare. En lame mince, les niveaux écrasés montrent un rubanement irrégulier, tous les minéraux étant allongés selon les plans d'aplatissement. Les minéraux constituants sont identiques à ceux des niveaux moins écrasés. Notons simplement la quantité plus importante de chlorite et surtout d'épidote (cette épidote est remarquable par sa teinte jaune et son pléochroïsme très intense, il s'agit selon nous de pistachite). Les cristaux de pistachite se distinguent très bien sur les échantillons macroscopiques.

Entre le hameau de Lefinlia et le Jønndal, au pied du sommet Raudberg (1309 m), une petite falaise d'une quinzaine de mètres de hauteur, montre très bien les liens unissant trois faciès principaux de la formation de Tverrai : le calcaire, le conglomérat et les roches vertes (cf. planche n° 139). En effet, on y observe le passage progressif continu suivant, de la base structurale vers le sommet :

+ des chloritoschistes francs dont l'épaisseur varie latéralement de 4 à 1 m du N. vers le S., sur environ 25 m de longueur.

+ puis les chloritoschistes s'enrichissent progressivement en fins niveaux carbonatés (calcschistes) et évoluent vers un marbre à feuillets micacés (fuchsite+ chlorite). Cette transformation s'opère sur 1,5 m d'épaisseur).

+ puis on observe le passage à un marbre franc à fuchsite diffuse : la puissance de ce banc varie de 4 m à 0,8 m plus au S. (cette réduction d'épaisseur est parallèle à celle des chloritoschistes sous-jacents).

+ au sommet de ce marbre, il se produit le passage continu inverse : du marbre aux calcschistes puis aux chloritoschistes.

+ puis les chloritoschistes se chargent progressivement de nodules de quartz et passent au conglomérat franc à ciment vert et galets de quartz et calcite.

Nous avons donc observé le lien génétique existant entre chloritoschistes, calcaire et conglomérat. Nous avons également observé l'extrême variabilité des épaisseurs des bancs dont la puissance peut être réduite quatre fois sur 20 m de distance.

+ à l'extrémité S. de cette minifalaise, nous avons trouvé un autre type de passage continu, indice d'une évolution de la sédimentation. Il s'agit de la série continue d'environ 30 m de long débutant par un marbre franc massif qui devient progressivement un conglomérat à ciment carbonaté, puis évolue vers un conglomérat à ciment vert, d'abord à dominante chloritique, puis nettement amphibolitique ; enfin la densité de galets diminue et la roche devient une amphibolite massive. Cette variation s'observe au pied du Raudberg au N. du chemin menant à Holeseter ; ces couches subverticales forment une charnière de pli couché déversé vers le SW.

Toutes ces coupes mettent donc nettement en évidence les liens existant entre les différents termes de la formation de Tverrai, en particulier entre le conglomérat du Skardshøi et le reste de la formation, liens qui n'apparaissent pas nettement dans la coupe du ruisseau Tverrai.

- Les relations entre la formation de Tverrai et les groupes de Musadal et Ståkahøi

Le conglomérat du Skardshøi n'est pas en relation stratigraphique ou tectonique qu'avec la formation de Tverrai. Désolidarisé du reste de la formation, il est souvent imbriqué en position normale ou tectonique avec des faciès du groupe de Musadal à l'E. et au S., et des faciès de la formation de

Skardkollan (groupe de Stakahøi) au N. et au NE. Nous développerons l'aspect tectonique de ces observations dans notre chapitre consacré à l'étude des déformations, mais nous allons examiner les relations lithologiques entre le conglomérat du Skardshøi et ces groupes.

La succession lithologique la plus couramment observée est, de la base structurale vers le sommet, soit grossièrement du S. vers le N. :

- groupe de Musadal,
- formation de Tverrai avec sa semelle de conglomérat,
- formation de Skardkollan (groupe de Stakahøi).

Cette superposition est le plus souvent d'origine tectonique ; le contact de base de la formation de Skardkollan étant plissé, l'érosion a mis à jour des fenêtres de conglomérat (Skardshøi) et d'amphibolites du groupe de Musadal dans les micaschistes de Skardkollan. C'est dans la demi-fenêtre du sommet Sjøberget qui domine Dovre à l'W., que nous avons découvert la nature des rapports entre le conglomérat et le groupe de Musadal.

Sur le versant N. du Sjøberget, à l'altitude 1000 m environ, au dessus de la forêt, nous avons observé la série continue suivante de la base vers le sommet structural :

- des amphibolites massives rubanées, (présence de lits quartzo-feldspathiques) d'environ 15 m d'épaisseur,
- des amphibolites massives sombres non rubanées (8 m),
- puis on note la présence de quelques nodules de quartz dans ces amphibolites,
- la densité de ces "nodules" croît progressivement en même temps que leur nature se diversifie : outre les nodules de quartz blanc laiteux, d'autres sont composés

par une roche leucocrate finement grenue (quartz, plagioclase et amphibole), d'autres encore sont des agrégats ovoïdes partiellement érodés de calcite. Il s'agit du conglomérat du Skardhöpi à ciment surtout amphibolitique, enrichi en mica vert (fuchsite).

Nous avons donc observé le passage continu du conglomérat à des amphibolites que nous rattachons au groupe de Musadal.

En lame mince, le ciment de ce faciès du conglomérat du Skardhöpi a une texture granoblastique ; la taille moyenne des grains varie de 0,2 à 3 mm. Les minéraux principaux sont de l'amphibole légèrement pléochroïque, de couleur vert pâle, du mica blanc en larges plages, un peu de calcite et de quartz ; on y observe également de l'épidote (clinozoizite), de la chlorite et des minéraux opaques. Les cristaux d'amphibole sont très fracturés : de la biotite occupe ces fractures ainsi que la périphérie des cristaux. Très souvent, le mica blanc semble avoir cristallisé sur d'anciens cristaux de biotite dont il ne reste que quelques reliques.

L'observation microscopique des galets montre que les galets carbonatés sont constitués à 85-90 % de calcite et de 5 à 17 % de quartz. Ils ont une texture granoblastique et semblent avoir recristallisé tardivement.

Les galets de quartz contiennent plus de 95 % de quartz ; quelques fins porphyroblastes de phyllite (biotite ou mica blanc) ou d'amphibole sont épars dans le quartz. La taille des cristaux de quartz est relativement grande (de 0,3 à 0,5 mm) ; ils sont peu déformés, à extinction franche ; les espaces intergranulaires sont occupés par des grains de minéraux opaques (oxydes de fer). Tous ces indices semblent montrer une recristallisation tardive du quartz.

Les galets qui, macroscopiquement, paraissaient constitués par une roche microgrenue, montrent en lame mince une texture grano-porphyroblastique. Ils contiennent environ

60 à 70 % de quartz en très petits cristaux (de 0,1 à 0,2 mm) à contours flous et extinction roulante ; de grandes baguettes d'amphibole sont discordantes : certaines d'entre elles ont cristallisé en partie dans le "galet", en partie dans le ciment (cf. planche n° 45). Cette observation nous conduit à penser que ces amphiboles sont probablement postérieures au galet.

c) Conclusion

En résumé et après cette longue description de la formation de Tverrai, nous avons établi que le conglomérat de Skardshöi était stratigraphiquement lié aux autres termes de la formation ainsi qu'au groupe de Musadal, et ceci en dépit des apparences, la tectonique cisaillante ayant constamment déconnecté le conglomérat du reste des séries.

Par contre, il n'existe aucune relation stratigraphique normale entre le conglomérat et la formation de Skarkollan, donc entre la formation de Tverrai et le groupe de Stakkhöi. Sur la carte, nous avons cependant rattaché la formation de Tverrai à ce groupe en raison de sa position structurale.

C - CONCLUSIONS LITHOLOGIQUES DU COMPLEXE DE TRONDHEIM -
ETABLISSEMENT D'UNE ECHELLE STRATIGRAPHIQUE

1^e) AVANT PROPOS

A travers cette longue description, nous avons essayé de montrer la variété du contenu lithologique de ce que nous avons rattaché dans le secteur au complexe de Trondheim.

Cette laborieuse étude nous a permis de dégager les caractéristiques et particularités de chaque groupe, subdivision première du complexe. Puis, à partir de ces caractères, nous avons tenté de définir les conditions de sédimentation des divers faciès.

Nous avons ainsi reconstitué de façon assez approchée des bribes de l'évolution paléographique de la portion de la nappe de Trondheim présente sur le secteur.

Il s'agit maintenant de recoller les morceaux du puzzle, c'est à dire d'essayer d'établir une chronologie relative entre les différents groupes. En ce qui concerne la chronologie absolue, aucune mesure n'a été effectuée dans le secteur.

Le but de ce chapitre est donc de reconstituer l'échelle lithostratigraphique des sédiments cambro-siluriens du secteur.

En l'absence de tout fossile, nous nous sommes basés exclusivement sur les caractères lithologiques, parfois peut-être fragiles. Cette entreprise peut paraître hasardeuse, mais nous espérons qu'elle permettra d'ouvrir la discussion, contribuant ainsi à la révision de la stratigraphie de la nappe de Trondheim figée depuis plus d'un demi-siècle.

2^e) LE POINT DE DÉPART DE NOTRE RAISONNEMENT :

LE GROUPE DE MUSADAL

Le groupe de Musadal représente l'échelon le plus solide de notre échelle et par là, la base de notre raisonnement pour l'établissement d'une lithostratigraphie cohérente.

En effet, ce groupe est caractérisé par la présence de nombreux termes et structures résiduelles d'un cortège ophiolitique : on y observe des faciès effusifs basiques (métaandésite et métabasalte) présentant parfois un débit en oreillers ("pillow") avec des brèches d'éclatement de pillow associées, des faciès effusifs acides interstratifiés (métakératophyre), des faciès grenus associés (gabbros massifs ou rubanés), des métasédiments d'origine volcano-détritiques (tuffs et tuffites) alternant avec des passées carbonatées ; ces métasédiments sont caractérisés par une sédimentation séquentielle rythmique. Tous ces caractères nous ont permis d'établir des comparaisons avec les grands cortèges ophiolitiques décrits dans les Hellenides ou les Taurides, ou bien encore avec ceux des Alpes franco-italiennes.

Dans la terminologie classique, le groupe de Musadal représenterait donc "le magmatisme initial basique de l'état géosynclinal calédonien" si l'on se réfère à Stille, ou bien encore "la phase initiale du stade d'état de l'évolution géosynclinale" dans le modèle de J. Aubouin.

Beaucoup plus simplement, nous considérons le groupe de Musadal comme la "base de la série eugéosynclinale calédonienne" (au sens strict).

Mais nous devons émettre quelques réserves :

- d'une part nous n'avons pas observé tous les termes d'un cortège ophiolitique classique ; on note en particulier l'absence de séridotite ou de norite dans les

faciès grenus,

- d'autre part, l'épaisseur totale des épanchements basiques dans notre secteur est relativement faible par rapport à celle des grands cortèges connus dans les autres chaînes. Notons cependant que dans notre secteur le groupe de Musadal est tronqué par le contact de base de la nappe de Trondheim qui ampute probablement la série d'une partie de ses termes.

Examinons maintenant quelles sont les relations qui existent entre le groupe de Musadal et les autres groupes du complexe de Trondheim.

3^e) LA FORMATION DE TVERRAI ET LE CONGLOMERAT DU SKARDSHØI PRECURSEURS DU CORTEGE OPHIOLITIQUE

Lors de l'étude des diverses formations, nous avons donné une longue description de la formation de Tverrai, structuralement liée au groupe de Ståkåhøi. Dans nos conclusions, nous avons constaté que cette formation possède des caractères lithologiques qui l'individualisent nettement du groupe de Ståkåhøi.

Elle est caractérisée par une sédimentation séquentielle rythmique : des niveaux effusifs et volcano-détritiques alternent avec des métasédiments. Ces métasédiments évoluent depuis des termes pélitiques à la base, vers des termes carbonatés (jusqu'à des marbres francs), puis, vers le sommet de la série, la sédimentation devient nettement détritique (conglomérat du Skardshøi). Parallèlement à cette évolution lithologique des métasédiments, nous avons observé une augmentation progressive du volume des roches effusives (actuellement amphibolitiques) : le ciment du conglomérat est lui-même amphibolitique. Nous en avons conclu que la formation de Tverrai pouvait correspondre à la période d'instabilité précédant la mise en place du cortège éruptif basique du Musadal.

Cette hypothèse nous a paru corroborée à l'examen de la nature des galets du conglomérat. On observe en effet environ 80 à 90 % de galets de quartz blanc laiteux, généralement associés à des galets de calcaire. Nous n'avons jamais observé de galets ni de roches vertes, ni de métakéraphyre. On peut nous objecter qu'étant donnée la nature amphibolitique du ciment, il paraît difficile d'y discerner des galets d'amphibolite. Cependant, même dans les niveaux à ciment carbonatés, donc de couleur claire, nous n'en avons jamais observés. Nous pensons avoir là un argument supplémentaire pour la position stratigraphique inférieure de la formation de Tverrai et du conglomérat du Skardshöi, par rapport au groupe éruptif du Musadal.

Mais cette hypothèse appelle de nombreuses remarques et doit être discutée.

La première remarque est d'ordre cartographique : dans le secteur, nous n'avons jamais observé la superposition stratigraphique normale et globale de l'ensemble du groupe de Musadal sur la formation de Tverrai et le conglomérat. La tectonique complexe, tant plicative que cisaillante, n'a laissé que de maigres restes de cette superposition. Nous exposerons dans le chapitre consacré à l'étude tectonique nos idées sur le rôle de niveau préférentiel de décollement joué par le conglomérat du Skardshöi.

La seconde remarque nous est apparue après comparaison avec les autres cortèges ophiolitiques (Grèce, Turquie, Portugal...), et surtout après les discussions avec J. MARCOU et L. RICOU.⁽¹⁾ En effet partout où les cortèges ophiolitiques ont été décrits, le substratum sur lequel les épanchements ont eu lieu demeure inconnu. En Grèce notamment, des conglomérats qui avaient été considérés comme situés à la base d'ophiolites sont désormais reconnus comme plus récents. Le conglomérat du Skardshöi serait donc une exception mondiale à notre connaissance.

(1) Laboratoire de Géologie Historique - Faculté des Sciences - Orsay.

Par contre, des conglomérats du type de celui du Skardshøi sont fréquemment interstratifiés entre les coulées des cortèges ophiolitiques, et sont généralement associés à des sédiments de nature identique à ceux du Tverrai. Le conglomérat du Skardshøi pourrait donc être à la base du groupe de Musadal, mais celui-ci ne représenterait qu'une partie de l'ensemble magmatique basique de la série eugéosynclinale.

Enfin, un autre argument peut infirmer notre hypothèse de départ : il s'agit de la présence de mica blanc chromifère (fuchsite) dans les niveaux carbonatés de la formation de Tverrai. Le chrome entrant dans la composition de ce mica pourrait provenir du cortège de roche verte ; dans cette hypothèse, la série du Tverrai serait stratigraphiquement sur les roches vertes du Musadal. Des analyses chimiques permettraient peut-être d'éclaircir ce problème sur lequel aucune étude n'a été entreprise.

Nous voyons que la position stratigraphique de la formation de Tverrai et du conglomérat de Skardshøi ne peut être fixée définitivement d'après nos observations. Une étude très minutieuse du conglomérat donnerait peut-être d'autres informations.

Cependant, nous pensons que la position de base de la formation de Tverrai et du conglomérat du Skardshøi, par rapport au groupe des roches magmatiques du Musadal, est la plus probable.

4^e) LE GROUPE DE FOKSTUA-NCNSHØI, DEVELOPPEMENT DE LA SERIE EUGEOSYNCLINALE

Le groupe de Fokstua-Nonshøi est caractérisé par la sédimentation suivante : à la base s'est déposée une formation hétérogène essentiellement volcano-détritique à tendance basique, évoluant de termes gréseux vers des termes plus pélitiques (schistes verts de Fokstua) ; ce terme est recouvert par

un niveau franchement gréso-pélitique (micaschistes quartzitiques à porphyroblastes de biotite) ; la seconde moitié du groupe débute par une sédimentation rythmique à niveaux pélitiques (micaschistes argentés) alternant avec des niveaux plus détritiques (quartzites) ou carbonatés. Après le dépôt d'une formation volcanosédimentaire carbonatés (garbenschieffer), s'est sédimentée une formation arkosique grossière passant localement à des lentilles conglomératiques (conglomérat de Verket).

Nous pensons que le groupe de Fokstua-Nonshøi constitue la partie des sédiments déposés immédiatement après la série magmatique du Musadal, les caractères de la sédimentation correspondant à ceux d'une sédimentation de type eugéosynclinale (épaisseur importante des sédiments, sédimentation rythmique).

Nous avons donc établi la succession suivante de la base vers le sommet stratigraphique :

- formation de Tverrai et conglomérat du Skardshøi,
- groupe de Musadal,
- groupe de Fokstua-Nonshøi.

Nous allons examiner maintenant le cas du groupe de Ståkahøi.

5º) LE GROUPE DE STAKAHØI : UNE SERIE DE TYPE EPICONTINENTALE

Hormis la formation de Tverrai qui, nous venons de le voir, s'intègre parfaitement dans la sédimentation de type eugéosynclinale, le groupe de Ståkahøi semble de toute autre nature.

Dans le chapitre précédent, nous avons conclu à une évolution continue probable du type de sédimentation entre les diverses autres formations du groupe de Ståkåhøi (Nysoeter, Ateigen et Skardkollan). La succession est la suivante de la base vers le sommet : dans un milieu réducteur se sont déposés des sédiments grésopélitiques carbonés (graphite de Nysoeter) avec, vers le sommet, des niveaux volcano-sédimentaires ; puis il y a une évolution vers des dépôts à caractères chimiques (dolomitiques carbonatés) (Ateigen), puis pélitiques avec sédimentation de nodules carbonatés (probablement dolomitiques) ; l'ensemble de ces sédiments est surmonté par un épais niveau alumineux (Skardkollan).

Tous ces sédiments n'ont aucun caractère de sédiments géosynclinaux typiques. Nous pensons qu'il peut s'agir d'une sédimentation type de plateforme continentale. Notre hypothèse est donc que le groupe de Ståkåhøi provient d'un domaine paléogéographique différent du domaine eugéosynclinal où se sont déposés successivement la formation de Tverrai, le groupe de Musadal et le groupe de Fokstua-Nonshøi. Il nous semble alors difficile de conclure sur l'âge de ces sédiments :

- est-ce la série de base de la série eugéosynclinale ? Le groupe de Ståkåhøi se serait alors déposé avant l'individualisation du domaine eugéosynclinal ; il serait donc le plus ancien.

- est-ce une série pénécontemporaine de la série eugéosynclinale qui se serait déposée dans un domaine adjacent ?

Nous ne pouvons opter pour l'une ou l'autre de ces deux hypothèses, n'ayant aucun argument décisif à proposer.

Remarque : La formation de Einbu, peu représentée sur notre secteur, demeure énigmatique. Il nous est impossible d'en définir la place stratigraphique.

6^e) LE GROUPE DU SVARTDALSFJELL : EQUIVALENCES
DU GROUPE DE STAKAHØI ET FOKSTUA-NONSHØI

La partie septentrionale du secteur est occupée par le dernier élément du complexe de Trondheim : le groupe du Svartdalsfjell. Dans le chapitre précédent, nous avons vu que ce groupe est composé de deux formations distinctes : celle de Svartdalsoetri et celle du Gronhøi.

Par ses particularités lithologiques (niveaux sombres à graphite, quartzites rubanés), la formation du Gronhøi est très comparable à la base du groupe de Stakahøi (formation de Nysoeter). Nous pensons que ces deux formations sont stratigraphiquement équivalentes.

La formation de Svartdalsoetri, quant à elle, possède des caractères lithologiques rappelant ceux du centre du groupe de Fokstua-Nonshøi (schistes verts et micaschistes à porphyroblastes de biotite). Il nous paraît donc probable que la série de Svartdalsoetri soit l'équivalent de base de la moitié supérieure de la série eugéosynclinale. Mais nous restons prudents dans nos hypothèses, étant donné la faible extension de cette formation sur le secteur.

7^e) CONCLUSION GENERALE

En résumé, la stratigraphie relative au complexe de Trondheim dans le secteur Dombas-Lesja nous paraît être la suivante (voir planche n° 146) :

- une série de type eugéosynclinal comprenant :
 - à la base la formation de Tverrai
 - le conglomérat du Skardshøi
 - le groupe de Musadal
 - le groupe de Fokstua-Nonshøi et son équivalent, la formation de Svartdalsoetri.

- une série de type épicontinentale : le groupe de Stakahøi et son équivalent : la formation du Gronhøi.

D - CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE A L'ECHELLE DE LA NAPPE DE TRONDHEIM

Nous venons de voir que, sans aucune information extérieure au secteur, nous ne pouvons donner qu'une échelle stratigraphique relative très imparfaite.

Nous allons donc comparer nos résultats avec ceux des différentes études géologiques menées dans la nappe de Trondheim.

La partie N.W. de la nappe de Trondheim (région de Hølonda-Horg et Støren) se distingue du reste de la nappe par son faible degré de métamorphisme : ces séries épimétamorphiques ont livré de nombreux fossiles qui ont permis de dater la série eugéosynclinale calédonienne au sein de l'Ordovicien. Les corrélations entre ces séries et les faciès d'intensité métamorphique plus élevée sans fossiles de notre secteur, ne peuvent se baser que sur des caractéristiques sédimentologiques, et sont donc parfois discutables.

Par contre, il est plus aisé de trouver des équivalences avec les séries découvertes sur la bordure E. et S. de la nappe de Trondheim (études de H. Heim, I. Rui, P. Mossion et G. Quesnel, C. Berthomier et J. Maillot, J.M. Quenardel, R. Kleine-Herring), de degré métamorphique équivalent à celui de notre secteur.

Après comparaisons, nous sommes arrivés aux conclusions suivantes :

1^o) LE GROUPE DE MUSADAL EQUIVALENT DU GROUPE DE STØREN

Le groupe de roches magmatiques à dominante basique du Musadal semble l'équivalent certain du groupe des "roches vertes" du Støren qui a été défini et daté

ordovicien inférieur dans la partie occidentale de la vallée de la rivière Gaula, à l'W. de la nappe de Trondheim (Vogt 1940). Cet ensemble erruptif de 2500 m d'épaisseur, présente des caractères identiques à ceux du groupe de Musadal (mélange de faciès basiques et acides, structure de laves en oreillers, métasédiments volcano-détritiques interstratifiés).

Cet ensemble se retrouve également sur la bordure S. et E. de la nappe de Trondheim ; il correspond aux groupes suivants, du N. vers le SE, puis vers l'W :

- groupe de Fundjo de J. Peacey dans la région de Meraker,
- les séries de Hersjø, de I. Rui, dans le secteur de Røros,
- le groupe du Lomnesvola, de P. Mossen, G. Quesnel et J.M. Quenardel, à l'E. de Folldal,
- le groupe des roches vertes de H. Heim, dans le district de Folldal,
- la série de Verkensoetri, de P. Pinna,
- les roches vertes de la série eugéosynclinale, T. Strand, dans le secteur de Sel-Vågå. Notons que T. Strand (1951) signale dans le conglomérat à galets de serpentine situé sur les roches vertes, une faune abondante (trilobites, brachiopodes, gastéropodes, céphalopodes) étudiée depuis 1890, d'âge Arenig-Llanvirn (Koken et Perner 1925, P.A. Oyen 1930, Hedstroem 1930).

Remarque : La série de Tverrai que nous avons située stratigraphiquement à la base du groupe de Musadal, trouve un équivalent parfait dans la série que I.J. Rui (1972) découvrit dans le district de Kjøliskarvene-Hølstjøen et qu'il baptisa

"séquence hétérogène litée" (heterogeneous banded rock sequence). Cette série se trouve dans une position structurale strictement identique dans les deux secteurs : au sommet des roches vertes du Støren, elle repose sous les roches équivalentes du groupe de Gula. Dans le secteur de Røros, au NW du lac Hølstjøen, cette séquence comporte un niveau de schistes très sombres qui a livré des graptolites (*Dictyonema flabelliformis sociale*) d'âge Tremadoc (Vogt J.H.L. 1889, Stormer 1941 et Rui 1972).

La bande de roches vertes équivalente du groupe de Støren, qui jalonne la limite orientale et méridionale de la nappe de Trondheim et qui correspond à notre groupe de Musadal, est donc structuralement encadrée par des séries bien datées :

- à la base des schistes sombres tremadoc,
- au sommet le conglomérat à galets de serpentine Arenig-Llanvirn.

L'âge de cette série est donc Ordovicien inférieur, si l'on admet que les contacts sont de nature stratigraphique.

2^e) LE PROBLEME DU CONGLOMERAT DU SKARDSHØI

L'établissement de corrélation entre les nombreux bancs et lentilles de conglomérat affleurant dans la nappe de Trondheim est délicat.

Considérons la position structurale du conglomérat de Skardshøi : il est constamment situé sur le groupe des roches vertes équivalentes du Støren, et associé à des micaschistes gneissiques à silicates d'alumine, ainsi qu'à un banc de calcaire métamorphique. Dans la nappe de Trondheim, un certain nombre de conglomérats ont une position structurale identique à celle du conglomérat du Skardshøi ; ce sont, du SW vers le NE :

- le conglomérat de la Grimsa de H. Heim, dans le district de Folldal,
- le conglomérat de la formation de la Saga de C. Berthomier et J. Maillot, au N. de Folldal,
- le conglomérat du Rødalen de JM. Quenardel, dans la région du lac Savalen,
- le conglomérat de la "séquence hétérogène litée" de I. Rui, à Kjøliskarvene dans le district de Røros,
- le conglomérat de Bukkhammer, au centre E. de la nappe,
- le conglomérat de Guda dans la coupe de Meraker,
- le conglomérat de Skaekerstøtene, à l'extrémité N. de la nappe de Trondheim.

Cet alignement discontinue de conglomérats jalonne à l'W. la bande de Støren parallèle à la limite E. et S. de la nappe de Trondheim.

Du point de vue lithologique, la nature du ciment de tous ces conglomérats semble relativement constante : de couleur généralement verte ou verdâtre, il est composé de quartz, epidote, chlorite et parfois d'amphibole (conglomérat du Skardshøi). La nature des galets varie selon les endroits : essentiellement de quartz ou de carbonates dans le conglomérat du Skardshøi, ainsi que dans le secteur de Røros, ils peuvent être également micaschisteux ou quartzitiques (Rødalen, Saga, Guda).

Dans un article de 1964, F. Wolff étudie les divers conglomérats de la nappe de Trondheim qui lui semblent être les équivalents de celui de Guda ; reprenant l'hypothèse de K.O. Bjørlykke (1905), il leur attribue un âge Ordovicien inférieur, les situant stratigraphiquement sur les roches vertes du Støren.

Pour T. Strand (1951), le conglomérat du Skardshøi représente "la partie la plus jeune de la série eugéosynclinale", c'est à dire Ordovicien supérieur.

D'autres auteurs enfin, comme I. Rui, placent ce conglomérat dans la partie sommitale du groupe des micaschistes de la Gula, généralement attribués au Cambrien.

Dans l'échelle stratigraphique que nous avons proposée, nous estimons probable l'hypothèse du dépôt du conglomérat du Skardshøi immédiatement avant la mise en place des roches éruptives du groupe de Musadal ; ce groupe étant l'équivalent du groupe de Støren daté de l'Ordovicien inférieur, le conglomérat de Skardshøi serait alors éo-ordovicien.

3º) LE GROUPE DE FOKSTUA-NONSHØI

La comparaison la plus évidente entre le groupe de Fokstua-Nonshøi et les faciès déjà décrits dans la littérature, est celle avec les "micaschistes de Sel" observés par K.O. Bjørlykke (1905) et étudiés plus récemment par T. Strand (1951) : en effet, la formation de Nonshøi (micaschistes à niveaux quartzitiques et carbonatés) semble l'équivalent parfait des micaschistes de Sel, du secteur Sel-Vågå, situé immédiatement au S. du terrain. T. Strand leur attribue un âge ordovicien moyen ou supérieur, considérant qu'ils représentent la partie sommitale de la série eugéosynclinale.

Les comparaisons avec d'autres faciès sont plus délicates. Cependant, notre formation de Fokstua-Nonshøi se prolonge vers l'E. dans le secteur étudié par P. Pinna jusqu'à la rivière Folla ; au-delà, elle paraît trouver un équivalent dans la formation de l'Elgsjøtangen de C. Berthomier et J. Maillot, dans la région septentrionale de Folldal. Selon ces auteurs, cette formation ferait partie intégrante du groupe des micaschistes de la Gula d'âge présumé cambrien.

Du point de vue sédimentologique, le groupe de Fokstua-Nonshøi semble posséder des caractères communs avec le groupe de Hovin inférieur défini dans la région épiméta-morphique de Hølonda-Horg, dans la partie W. de la nappe de Trondheim ; en particulier la formation des schistes verts de Fokstua se rapproche beaucoup de la formation des schistes de Bjørkum, gris verdâtres, riches en chlorite, et qui ont livré des tribolites d'âge Arenig (trinucléus).

Le conglomérat de Verket serait alors l'équivalent du conglomérat de Volla qui marque la limite entre les parties inférieures et supérieures du groupe de Hovin. L'âge du groupe de Fokstua-Nonshøi serait alors, comme le pensait T. Strand, ordovicien moyen.

Remarque : Ce groupe, à caractère sédimentologique eugéo-synclinal, d'âge probable ordovicien moyen, occupe donc dans notre secteur une position structurale très remarquable : il repose à la fois sur et sous les faciès du groupe de Stakahøi, faciès qui sont pour nous épicontinentaux à continentaux.

4^e) LE GROUPE DE STÅKAHØI

Le groupe de Stakahøi fait partie du vaste ensemble de faciès de degré métamorphique élevé qui occupent le cœur du synforme de la nappe de Trondheim.

Cet ensemble a été défini par Kjerulf (1871) dans la coupe de la haute vallée de la Gula, sous le nom de "micaschistes de la Gula". Kjerulf leur attribuait un âge Cambrien.

Ce groupe, dont la largeur d'affleurement atteint 70 km au centre de la nappe de Trondheim, n'a été que très peu étudié. Sa partie centrale reste pratiquement inexplorée ; par contre, sa bordure S. a fait l'objet de nombreuses études.

Les séries que nous avons décrites dans le groupe de Stakahøi paraissent être les équivalents (en partie ou en totalité) des formations suivantes (en suivant la limite E de la nappe de Trondheim du SW vers le NE) :

- le groupe de Heidal, décrit par Gjelsvif (1946), dans la nappe d'Otta et repris par T. Strand (1951),
- les séries centrales de H. Heim et P. Pinna, à l'W. et au S. de Folldal,
- les séries de la Saga et de la Marjøh-Gia, de C. Berthomier et C.J. Maillet, dans la région septentrionale de Folldal (1971),
- les formations occidentales de JM. Quenardel (formations de Rødalen, Brattboren et Grønhøkved), au NW du lac Savalen (1972),
- les formations de l'W. du secteur de Røros de I. Rui (1972),
- le groupe de Sonvatn, de la région de Meraker (Faerden 1965).

Tous ces groupes présentent l'alternance de trois faciès principaux, continus sur plus de 200 km : à la base des faciès graphiteux, puis des faciès pélitiques et carbonatés, et au sommet un niveau alumineux (à silicates d'alumine et orthoamphiboles) remarquablement constant.

Appliquant le principe discutable d'un âge directement proportionnel au degré de transformation des sédiments, les géologues norvégiens ont toujours admis un âge cambrien à ces formations de degré métamorphique élevé (faciès mésozonal). Le groupe des micaschistes de la Gula représente donc pour eux le groupe le plus ancien de la nappe de Trondheim.

En l'absence de tout argument irréfutable, il nous paraît difficile d'écartier définitivement l'hypothèse norvégienne. Les seuls faits certains résultent de notre étude structurale : dans notre secteur et sur environ 100 km le long de la bordure S. de la nappe de Trondheim, le groupe de la Gula est limité à sa base par un contact anormal majeur. Il repose en discordance cartographique sur les autres groupes. Il n'y a pas de continuité stratigraphique visible entre les micaschistes de la Gula et le groupe sous-jacent des roches vertes du Støren. L'hypothèse de Wegmann d'un "lambeau de recouvrement" formé par le groupe de Gula nous paraît donc plausible.

Mais cette allochtonie des micaschistes de la Gula ne nous donne aucune information sur leur âge (cambrien ou ordovicien), et les comparaisons avec les autres études menées dans la nappe de Trondheim, ne fournissent pas de réponse satisfaisante aux hypothèses que nous avons émises dans le chapitre précédent.

Dans notre chapitre consacré à l'étude structurale du secteur, nous reviendrons de ce problème capital de l'âge du "lambeau des micaschistes de la Gula", et nous envisagerons, à l'échelle de la nappe de Trondheim, les conséquences structurales des diverses hypothèses émises sur son âge.

5^e) CONCLUSIONS GENERALES SUR LES CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Nous avons donc établi les corrélations suivantes :

- groupe de Stakahøi = équivalent du groupe de Gula, d'âge indéterminé, mais communément admis cambrien,

- formation de Tverrai et conglomérat de Skardshøi = séquence hétérogène litté de I. Rui, près de Røros présumée Tremadoc,
- groupe de Musidal = groupe de Støren attribué à l'ordovicien inférieur,
- groupe de Fokstua-Nonshøi = groupe de Hovin inférieur daté de l'ordovicien moyen.

Dans notre volume d'illustrations, nous donnons un tableau récapitulatif complet de ces corrélations (cf. planche n° 147).

La plupart de ces corrélations de faciès nous paraissent hautement probables ; l'attribution de certains âges demeure par contre dans le domaine des hypothèses.

Les éléments nouveaux qu'apporte notre étude litho-stratigraphique sont de trois ordres :

- elle montre la présence au sein du groupe de Gula, dans la zone centrale de la nappe, d'une bande de terrains équivalents de ceux du groupe de Hovin (cette découverte est étayée également par l'étude de P. Pinna à l'W. du secteur). Ce fait est nouveau, puisque dans la dernière synthèse générale sur la nappe de Trondheim, F. Wolff (1967) considère que le cœur du bassin est entièrement constitué par les micaschistes de la Gula.

- le second point concerne la position stratigraphique éventuelle du conglomérat de Skardshøi, que nous considérons antérieur au roches vertes du Støren.

- enfin, à la suite de E. Wegmann, J. Zachrison et JM. Quenardel, nous émettons des réserves sur les hypothèses norvégiennes concernant les micaschistes de la Gula.

VI - CONCLUSION A L'ETUDE DES DIVERSES FORMATIONS

Cette étude des diverses formations présentes sur le secteur Dombås-Lesja nous a permis de préciser un certain nombre de données et a apporté quelques résultats nouveaux. Ce sont en particulier :

- la mise en évidence de la "sub-continuité" du liseré "sparagmitique" jalonnant à l'W le contact de base de la nappe de Trondheim -
- l'existence probable d'un ou de niveaux volcano-détritiques au sommet structural des quartzites en dalles éocambriennes ou sparagmites -
- la découverte du complexe "intermédiaire" de l'Andbergshøi; ce qualificatif d'intermédiaire est doublement justifié :
 - d'abord du point de vue structural : il occupe une position intermédiaire entre la nappe de Trondheim et son substratum.
 - enfin du point de vue lithostratigraphique puisque sa particularité est l'imbrication de faciès lithologiques apparentés à ceux des complexes sous jacents des gneiss de l'W et des sparagmites, à des métasédiments et métavolcaniques semblables à ceux de la nappe de Trondheim.

Notons également la confirmation d'une des excellentes observations de K. Bjørlykke (1905) : la présence, dans ce complexe, de gneiss oeil-lés à tendance migmatitique.

- des précisions et hypothèses nouvelles sur la lithostratigraphie de la nappe de Trondheim dans le secteur. Ce sont principalement :
 - la présence de sédiments équivalents de ceux du groupe de Hovin (Ordovicien moyen) intercalés dans les micaschistes du groupe de la Gula.
 - la position stratigraphique du conglomérat de Skardshøi que nous considérons comme "éo et syn" grands épanchements basiques Tremadoc-Arenig du groupe de Støren.
- Enfin nous apportons quelques éclaircissements sur la lithostratigraphie des micaschistes de la Gula. Les faciès du groupe de Stødkåhøi (surtout le niveau remarquable de micaschistes à disthène) peuvent être suivis sur la bordure méridionale et orientale de la nappe de Trondheim.
- nous faisons remarquer que le chimisme et la sédimentologie de ce groupe de roches écartent toute appartenance à un domaine eugéosynclinal.
- cette dernière remarque entraîne un certain nombre d'hypothèses concernant la position structurale du groupe des micaschistes de la Gula.

Ce chapitre qui occupe la partie la plus importante du mémoire, a été volontairement développé et détaillé.

Peut-être a-t-il paru fastidieux aux lecteurs non spécialistes des Calédonides Scandinaves. Mais nous pensons que cette description systématique était nécessaire : notre but étant, avant tout, de fournir des données précises et hypothèses nouvelles utilisables pour les futures études synthétiques sur la lithostratigraphie de la nappe de Trondheim.

TABLE DES MATIERES

=====

Tome I

AVANT PROPOS

INTRODUCTION

| | |
|---|---|
| • CADRE GEOGRAPHIQUE | 1 |
| A - LOCALISATION | 2 |
| B - EXTENSION ET LIMITES DU SECTEUR | 2 |
| C - RESEAU HYDROGRAPHIQUE | 3 |
| D - MORPHOLOGIE | 4 |
| 1) Le fjell | 4 |
| 2) La vallée du Gudbrandsdal | 5 |
| E - CLIMAT - VEGETATION - FAUNE | 6 |
| F - GEOGRAPHIE HUMAINE | 7 |
| • CADRE GEOLOGIQUE | 8 |
| Etudes géologiques menées au voisinage du secteur | 9 |

HISTORIQUE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE

| | |
|---|----|
| I - EVOLUTION HISTORIQUE DES IDEES SUR LE BASSIN DE TRONDHEIM | 12 |
| II - HISTORIQUE DES TRAVAUX GEOLOGIQUES DANS LA REGION DE LESJA-DOVRE | 15 |
| 1) Les premiers travaux de 1896 à 1915 | 15 |
| 2) Les interprétations tectoniques de Wegmann (1924-1959) | 17 |
| 3) Etude lithostratigraphique et tectonique de T. Strand (1954) | 18 |
| 4) Les données récentes apportées par les géologues de la Compagnie Minière Folldalverk A/S | 21 |

| | |
|---|----|
| a) <i>L'essentiel du "Diplomarbeit" de H. Heim</i> | 21 |
| b) <i>R. Kleine-Herring</i> | 23 |
| c) <i>P. Mosson et G. Quesnel</i> | 24 |
| d) <i>Les travaux de J. Quenardel</i> | 25 |
| e) <i>C. Berthomier et J. Maillot</i> | 27 |
| 5) <i>Les études américaines : W. Scott et R. Wheeler</i> | 28 |
| <i>III - CONCLUSION</i> | 29 |

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES DIVERSES FORMATIONS

| | |
|---------------------|----|
| <i>AVANT-PROPOS</i> | 32 |
|---------------------|----|

I - ETUDE DU QUATERNAIRE

| | |
|---|----|
| A) <i>INTRODUCTION</i> | 34 |
| B) <i>LES PHENOMENES GLACIAIRES ET POST-GLACIAIRES</i> | 35 |
| 1) <i>Action mécanique des glaciers</i> | 35 |
| a) <i>Modelage des reliefs à l'échelle régionale</i> | 35 |
| b) <i>Effet de l'érosion glaciaire à l'échelle de l'affleurement : polis glaciaires et stries</i> | 36 |
| 2) <i>Les dépôts quaternaires</i> | 38 |
| a) <i>Les moraines</i> | 39 |
| b) <i>Les blocs erratiques</i> | 40 |
| c) <i>Les formations fluvioglaciaires</i> | 41 |
| d) <i>Les formations lacustres</i> | 42 |
| C) <i>LES PHENOMENES ACTUELS ET SUBACTUELS</i> | 43 |
| 1) <i>Les terrasses</i> | 44 |
| a) <i>Terrasses de fonte de glace</i> | 44 |
| b) <i>Terrasses fluviales anciennes et récentes</i> | 44 |
| 2) <i>Les phénomènes liés aux variations climatiques saisonnières</i> | 45 |
| a) <i>Phénomènes de solifluxion</i> | 45 |
| b) <i>Buttes gazonnées</i> | 46 |
| c) <i>Sols polygonaux</i> | 47 |
| d) <i>Dallages nivis</i> | 47 |
| D) <i>CONCLUSION</i> | 48 |

*II - LE COMPLEXE DES GNEISS DE MØRE-ROMSDAL OU COMPLEXE
DES GNEISS DE L'OUEST*

| | |
|-----------------|----|
| A) PRESENTATION | 48 |
| B) DESCRIPTION | 49 |
| C) CONCLUSION | 51 |

III - LE COMPLEXE DES SPARAGMITES

| | |
|--|----|
| A) INTRODUCTION | 52 |
| B) DESCRIPTION LITHOLOGIQUE | 52 |
| 1) <i>Les sparagmites du SW</i> | 52 |
| 2) <i>Les sparagmites de l'W</i> | 54 |
| 3) <i>Le problème particulier des sparagmites du Snøhetta</i> | 57 |
| 4) <i>Conclusions sur les caractères litho- logiques des sparagmites</i> | 58 |
| C) CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES | 58 |

IV - LE COMPLEXE DE L'ANDBERGSHØI

| | |
|---|----|
| A) PRESENTATION - DEFINITION | 60 |
| B) DESCRIPTION LITHOLOGIQUE | 61 |
| 1) <i>Présentation</i> | 61 |
| 2) <u><i>Le groupe de Veslfjell</i></u> | 62 |
| a) <i>La formation gneissique</i> | 63 |
| - <i>Les faciès leucocrates et hololeucocrates</i> | 63 |
| - <i>Les faciès de gneiss œillés mésocrates</i> | 65 |
| - <i>Les faciès de gneiss à amphibole et gneiss œillés mésocrates</i> | 66 |
| b) <i>La formation des quartzites feldspa- thiques</i> | 69 |
| - <i>Les quartzites feldspathiques roses</i> | 70 |
| - <i>Les quartzites verts à epidote</i> | 71 |
| c) <i>La formation des gneiss œillés</i> | 71 |
| 3) <u><i>Le groupe de Bottheim</i></u> | 75 |
| a) <i>Présentation générale</i> | 75 |
| b) <i>Les micaschistes feldspathiques à grenat et silicates d'alumine</i> | 78 |

| | |
|--|----|
| c) <i>Les amphibolites et métakératophyres associés</i> | 80 |
| - <i>amphibolites massives</i> | 81 |
| - <i>amphibolites rubanés à filonnets carbonatés</i> | 82 |
| - <i>amphibolites rubanés à lits quartz-zofeldspathiques</i> | 82 |
| - <i>amphibolites à larges plages de biotite</i> | 83 |
| - <i>les métakératophyres</i> | 84 |
| d) <i>Les quartzites sombres</i> | 85 |
| e) <i>La trilogie repère</i> | 86 |
| - <i>les gneiss fins</i> | 86 |
| - <i>les bancs de marbre</i> | 87 |
| - <i>le niveau de "zoïsomite"</i> | 87 |
| f) <i>Conclusion sur le groupe de Bottheim</i> | 88 |
| c) CONCLUSIONS GENERALES AU COMPLEXE DE L'ANDBERGSHØI | 89 |

V - LE COMPLEXE DE TRONDHEIM

| | |
|---|-----|
| A) INTRODUCTION | 96 |
| B) DESCRIPTION DES DIFFERENTS GROUPES | 97 |
| 1) <u>Le groupe du Svartdalsfjell</u> | 97 |
| a) <i>Introduction</i> | 97 |
| b) <i>La formation du Grønhøi</i> | 98 |
| - <i>les micaschistes pseudo-conglo-mératiques</i> | 98 |
| - <i>les micaschistes quartzeux et quartzites sombres</i> | 102 |
| - <i>les micaschistes graphiteux</i> | 104 |
| - <i>Conclusion</i> | 105 |
| c) <i>La formation de Svartdalsoetri</i> | 106 |
| - <i>les chlorito-schistes et amphibolites</i> | 106 |
| - <i>les micaschistes fins à porphyroblastes de biotite</i> | 107 |
| d) <i>Conclusion sur le groupe de Svartdalsfjell</i> | 108 |

| | |
|--|-----|
| 2) <u>Le groupe de Fokstua-Nonshøi</u> | 109 |
| a) <i>Introduction</i> | 109 |
| b) <i>La formation de Fokstua</i> | 109 |
| - <i>les chloritoschistes</i> | 109 |
| - <i>les micaschistes quartzitiques</i> | |
| à <i>porphyroblastes de biotite</i> | 112 |
| c) <i>La formation de Nonshøi</i> | 114 |
| - <i>définition</i> | 114 |
| - <i>le conglomérat polygénique à</i> | |
| <i>ciment gréso-pélitique</i> | 116 |
| - <i>les séricitoschistes à amphibole</i> | 118 |
| - <i>les micaschistes argentés à niveaux</i> | |
| <i>carbonatés et quartzites rubanés</i> | 121 |
| d) <i>Conclusion : principales caractéristiques lithostratigraphiques du groupe de Fokstua-Nonshøi</i> | 127 |
| 3) <u>Le groupe de Stádkáhøi</u> | 130 |
| a) <i>Introduction</i> | 130 |
| b) <i>La formation de Einbu</i> | 132 |
| c) <i>La formation de Nysoeterhøi</i> | 133 |
| - <i>les micaschistes quartzitiques</i> | |
| <i>graphiteux et quartzites rubanés</i> | |
| <i>associés</i> | 134 |
| - <i>les micaschistes gris à porphyro-</i> | |
| <i>blastes de biotite</i> | 137 |
| - <i>conclusion</i> | 141 |
| d) <i>La formation de Grónbakkan</i> | 142 |
| - <i>les micaschistes graphiteux et</i> | |
| <i>quartzites associés</i> | 142 |
| - <i>les amphibolites, "schistes verts"</i> | |
| <i>et "garbenschieffer"</i> | 143 |
| e) <i>La formation de Ateigen</i> | 146 |
| - <i>le faciès des "gneiss carbonatés"</i> | 147 |
| - <i>les pseudo-roches grenues</i> | 149 |
| - <i>conclusion</i> | 150 |
| f) <i>La formation de Skardkollan</i> | 150 |
| - <i>les micaschistes beiges finement</i> | |
| <i>lités à porphyroblastes de biotite</i> | 151 |

| | |
|--|-----|
| - les micaschistes grossiers à silicates d'alumine | 156 |
| - conclusion | 158 |
| g) Conclusion générale sur le groupe de <i>Stðkðhði</i> | 158 |
| 4) <u>Le groupe de <i>Musadal</i></u> | 160 |
| a) <i>Introduction</i> | 160 |
| b) <i>La formation de la <i>Musa</i></i> | 163 |
| - les schistes amphibolitiques et chloritoschistes | 166 |
| - les séricitoschistes | 168 |
| - les garbenschieffer ou séricitoschistes à amphibole | 170 |
| - les niveaux de marbre | 172 |
| c) <i>Les différents types d'amphibolites et leurs gisements</i> | 173 |
| - Première coupe | 173 |
| + les roches leucocrates | 175 |
| + les amphibolites | 176 |
| + les chloritoschistes à petits yeux | 177 |
| - Deuxième coupe | 178 |
| - Dernière coupe | 180 |
| + les garbenschieffer | 184 |
| + les amphibolites massives | 185 |
| d) Conclusion | 187 |
| 5) <u>La formation de <i>Tverrai</i></u> | 190 |
| a) <i>Introduction</i> | 190 |
| b) <i>Etudes de diverses coupes dans la formation</i> | 191 |
| - Coupe NS selon le torrent <i>Tverrai</i> | 191 |
| - Extension latérale du contact entre la série du <i>Tverrai</i> et le conglomérat du <i>Skardshði</i> | 194 |
| - Coupe NS à partir de <i>Lefinlia</i> vers le <i>Jønndal</i> : description des divers faciès du conglomérat du <i>Skardshði</i> | 196 |
| - les relations entre la formation de <i>Tverrai</i> et les groupes de <i>Musadal</i> et | |

| | |
|--|-----|
| <i>Ståkdhøi</i> | 199 |
| c) Conclusion | |
| C) CONCLUSIONS LITHOLOGIQUES DU COMPLEXE | |
| DE TRONDHEIM - ETABLISSEMENT D'UNE | |
| ECHELLE STRATIGRAPHIQUE 203 | |
| 1) <i>Avant-propos</i> | 203 |
| 2) <i>Le point de départ de notre raisonnement ; le groupe de Musadal</i> | 204 |
| 3) <i>La formation de Tuerråi et le conglomérat du Skardshøi précurseurs du cortège ophiolitique</i> | 205 |
| 4) <i>Le groupe de Fokstua-Nonshøi, développement de la série eugéosynclinale</i> | 207 |
| 5) <i>Le groupe de Ståkdhøi : une série de type épicontinentale</i> | 208 |
| 6) <i>Le groupe de Svartdalsfjell : équivalences des groupes de Ståkdhøi et Fokstua-Nonshøi</i> | 210 |
| 7) <i>Conclusion générale : échelle stratigraphique</i> | 210 |
| D) CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE A L'ECHELLE DE LA NAPPE DE TRONDHEIM 212 | |
| 1) <i>Le groupe de Musadal équivalent du groupe de Støren</i> | 212 |
| 2) <i>Le problème du conglomérat du Skardshøi</i> | 214 |
| 3) <i>Le groupe de Fokstua-Nonshøi</i> | 216 |
| 4) <i>Le groupe de Ståkdhøi</i> | 217 |
| 5) <i>Conclusion générale sur les corrélations stratigraphiques</i> | 219 |
| VI - CONCLUSION A L'ETUDE LITHOLOGIQUE DES DIVERSES FORMATIONS 220 | |
| TABLE DES MATIERES | |

Tome II

PLAN SOMMAIRE :

- ETUDE STRUCTURALE
- ETUDES PETROGRAPHIQUES
- CONCLUSIONS GENERALES