

LABORATOIRE DE GEOLOGIE STRUCTURALE ET APPLIQUEE
UNIVERSITE DE PARIS-SUD - 91-ORSAY - FRANCE

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE DES ENVIRONS DU LAC SAVALEN
(HEDMARK, NORVEGE CENTRALE)

FASCICULE 1 = TEXTE

Jean-Michel QUENARDEL

- 1972 -

Til Dr. Hans Heim, med beste hilsener og
høyt takk for
Imprimatur.

T H E S E

présentée à la

FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY

" U N I V E R S I T E de P A R I S "

pour obtenir le titre de

DOCTEUR de 3ème CYCLE, SPECIALITE : GEOLOGIE STRUCTURALE

par

Jean-Michel QUENARDEL

Sujet : Contribution à l'étude géologique des environs
du Lac SAVALEN (HEDMARK, NORVEGE CENTRALE)

Soutenue le 15 DECEMBRE 1972, devant la commission d'examen :

MM. F. ELLENBERGER Président

P. COLLOMB Rapporteur

M^{lle} A. FAURE-DURET Examineur

A. PROST Invité

°
° °

==
== E R R A T A ==
==

- Pages 63, 64 et 65 annulées

S O M M A I R E

AVANT-PROPOS

Première partie PRESENTATION GENERALE.

- 1°) Introduction
- 2°) Cadre géographique
- 3°) Contexte géologique
- 4°) Historique

Deuxième partie ETUDES DES DEFORMATIONS.

- 1°) Généralités
- 2°) Les formations situées à l'Est du Rödalen
- 3°) Les formations situées à l'Ouest du Rödalen
- 4°) Conclusions générales à l'étude des diverses formations

Troisième partie APERCU METALLOGENIQUE.

- 1°) Généralités
- 2°) Les minéralisations à sulfures dominants
- 3°) Les minéralisations à magnétite
- 4°) Conclusions générales

Quatrième partie ETUDES DES DEFORMATIONS.

- 1°) Présentation
- 2°) Les déformations souples
- 3°) Les déformations cassantes
- 4°) Conclusions à l'étude des déformations

Cinquième partie PETROGRAPHIE.

- 1°) Introduction
- 2°) Les espèces minérales en présence
- 3°) Associations minérales et paragenèses
- 4°) Quelques données géochimiques
- 5°) Conclusions à l'étude des déformations

Sixième partie RESUME ET CONCLUSION.

- 1°) Lithostratigraphie
- 2°) Aperçu métallogénique
- 3°) Schéma structural
- 4°) Les données microtectoniques et le métamorphisme
- 5°) Conclusions générales

ANNEXES

A V A N T - P R O P O S

Le travail présenté dans les pages qui suivent doit beaucoup à tous les Enseignants qui m'ont transmis un peu de leur savoir depuis une vingtaine d'années.

Monsieur F. Ellenberger, depuis mon arrivée dans son laboratoire, m'a fait profiter de sa grande expérience du terrain et de ses connaissances sur les Calédonides. Il a accepté de diriger la formation de Recherche Coopérative sur Programme "Scandinavie" depuis sa création.

Monsieur P. Collomb a participé largement à l'élaboration de ce mémoire par les nombreuses discussions que nous avons eu ensemble, derrière le microscope, devant les cartes et les affleurements et lors de la rédaction.

Mademoiselle A. Faure-Muret a bien voulu accepter de rejoindre pour un moment les Calédonides norvégiennes; j'espère que les échanges de vue sur la Scandinavie commencés à l'occasion de cette soutenance se poursuivront au cours des prochaines années.

Monsieur A. Prost m'a mis en relation avec la Compagnie minière de Follidal, il est donc à l'origine de ce travail mais, surtout, nous avons souvent discuté des problèmes posés par l'étude des environs du lac Savalen et des autres parties des Calédonides; il a donc également participé largement à la rédaction de ce mémoire.

Tous les membres du laboratoire de Géologie structurale d'Orsay et de l'équipe de Recherche Coopérative sur Programme du C.N.R.S. (Scandinavie, Socle et Calédonides), enseignants, chercheurs, étudiants, personnels techniques m'ont également aidé, par leurs conseils, leurs critiques ou leur aide matérielle à réaliser ce travail.

Monsieur R. Klein s'est chargé de la confection de la majorité des lames minces que j'ai utilisées, Monsieur G. Coquelle a effectué les travaux photographiques nécessaires à la réalisation des figures, Mademoiselle M. Cohen m'a aidé pour les recherches bibliographiques et Madame J. Pelletier a assuré une très grosse part de la dactylographie de ce mémoire.

La compagnie minière FollidalVerk A/S a pris en charge les frais de séjour sur le terrain et le Géologue de la compagnie, Dr. H. Heim m'a conseillé de façon très efficace lors de mes missions en Norvège.

Une partie des dépenses engagées pour la réalisation de ce mémoire ont été fournies par la R.C.P. 193 (Scandinavie) du C.N.R.S.

La réalisation technique et l'impression de ce mémoire ont été effectuées par mes amis du C.S.E.P.

Enfin, je tiens à souligner toute l'aide que ma famille m'a apportée au cours de mes études, mes parents, mes frères et ma femme sans qui ce travail ne serait pas ce qu'il est.

A tous et à toutes, j'adresse mes plus sincères remerciements, en espérant que les deux fascicules qui vont suivre ne les décevront pas.

Première partie : P R E S E N T A T I O N G E N E R A L E

CHAPITRE I - I N T R O D U C T I O N

Le travail présenté dans ce mémoire est le fruit de deux campagnes de levés cartographiques de trois mois effectuées au cours des étés 1968 et 1969.

Un troisième séjour, en Juillet 1970, d'une durée plus réduite (trois semaines) a permis de vérifier et de compléter un certain nombre d'observations. Les études bibliographiques et pétrographiques au laboratoire commencées en 1968, se sont surtout développées au cours des années 1969, 1970, 1971.

Comme l'indique le titre de cette thèse, il s'agit d'une contribution à l'étude géologique de la région située à l'Ouest du Lac SAVALEN.

Pourquoi une "contribution" ? Parce que ce travail n'utilise qu'une partie des levés effectués dans la région pour le compte de la Compagnie Minière "FOLLDAL VERK A/S" par une équipe de géologues de diverses nationalités (Norvégienne, Allemande, Française, Tchécoslovaque ...). Cette équipe est animée, sur place, par Monsieur H. HEIM, géologue de la FOLLDAL VERK.

Il faut souligner ici, que les publications géologiques relatives à cette région étaient, jusqu'à ces dernières années, pratiquement inexistantes. Les pages qui suivent apporteront quelques observations nouvelles sur un certain nombre de points : essentiellement sur la pétrographie, la métallogénie, et la géologie structurale, et contribueront, je l'espère, à une meilleure connaissance de la région.

Ce n'est également qu'une contribution parce que ce travail ne peut pas prétendre être complet. Trop d'incertitudes, quand ce n'est pas une absence totale de documents, pèsent encore sur le "bassin de TRONDHEIM", et particulièrement sur sa partie méridionale, pour que l'on puisse essayer d'avoir une vue plus synthétique des problèmes de la géologie régionale. De plus, à ce stade de géologie "d'exploration détaillée", - la carte présentée est au 1/25.000 - , il était indispensable de "couvrir" une surface relativement importante. C'est pourquoi il n'a pas été toujours possible de porter attention sur tous les phénomènes géologiques présents : l'absence de relevé du Quaternaire et de données géomorphologiques en sont un exemple ; il y en a bien d'autres !

C'est donc conscient de ces imperfections que je vous propose de prendre contact avec ce petit morceau de "Kjae re Norge" (1) en commençant, bien sûr, par situer le tout dans un cadre général avant d'aborder les problèmes lithologiques, pétrographiques, métallogéniques et structuraux.



(1) "chère Norvège"

CHAPITRE II - C A D R E G E O G R A P H I Q U E

1°) Localisation (fig. 1)

Le terrain étudié se situe à peu près au coeur de la Norvège centrale, légèrement à l'ouest d'une ligne OSLO - TRONDHEIM. La capitale norvégienne est à 350 kilomètres au sud, alors que TRONDHEIM, qui marque la limite septentrionale de la "Norvège du sud" se trouve à 200 kilomètres au nord.

ALVDAL, petite ville de la région de l'Østerdalen est à une vingtaine de kilomètres au sud-est, tandis que FOLLDAL se situe à une trentaine de kilomètres au sud-ouest de la zone étudiée.

2°) Limites (fig. 2)

Le secteur étudié s'étend entre 10°16' et 10°31' de longitude est de GREENWICH, et 62°16' et 62°22' de latitude nord. Il représente une surface voisine de 180 km². Il s'inscrit très grossièrement dans un rectangle allongé du sud-est au nord-ouest.

La limite méridionale part de l'extrémité sud-ouest du Lac SAVALEN (Kolbotn), pour aboutir à la ligne de crête entre les sommets du Gruvkletten et du SnöFonnhö.

La limite septentrionale s'étend le long de la vallée de la Gløta.

Le lac Vesle Marsjøen et la Metjørnåa marquent la bordure occidentale.

La partie orientale, enfin, suit les bords ouest du Lac SAVALEN et se poursuit vers le nord-ouest en passant par les lacs Mjøvatnet, Gotjørna et Spatsjøen.

3°) Géographie physique (fig. 2)

L'altitude minimale est voisine de 700 mètres : le Lac SAVALEN. Le plus haut sommet est le Rødalshøa, situé au centre de la zone étudiée, qui domine, de ses 1.435 mètres, l'ensemble du terrain. L'altitude moyenne varie entre 900 et 1.000 mètres.

Ce pays de montagnes est très vallonné. Si on rencontre de temps en temps quelques parois abruptes, elles ne dépassent guère quelques dizaines de mètres, et l'allure générale des reliefs reste souple.

Les cours d'eau sont nombreux. Ils naissent de sources à flancs de coteaux ou de lacs. Leur traversée, à gué, ne pose pas de problèmes pendant la bonne saison, à l'exception toutefois de la Marsjøa, au sud-ouest du terrain. Le plus souvent, les cuvettes ("kvolvet") sont tapissées par des zones marécageuses, quand elles ne sont pas occupées par des lacs, ou par les deux à la fois.

Le nombre de lacs est important. Sans compter le Lac SAVALEN, dont la superficie est voisine de 15 km², on ne dénombre pas moins d'une quarantaine de lacs ou d'étangs dont les surfaces varient entre 0,5 et 50 ha.

4°) Le climat et la végétation

Un des facteurs climatiques dominant est l'éloignement relatif de la mer. Si on ajoute à ce fait la présence d'une barrière naturelle, formée par l'alignement des monts du Jotunheim au sud-ouest, et du Dovrefjell à l'ouest, on comprendra

aisément que le climat soit différent de celui qui règne dans le fjord de BERGEN.

Ici, en effet, les précipitations sont relativement peu abondantes (fig. 3). Si on considère les moyennes annuelles, on constate qu'il pleut moins à RÖROS (1) qu'à PARIS, mais les pluies sont légèrement plus abondantes dans la ville norvégienne durant les mois de juillet et d'août.

En ce qui concerne les températures, par contre, les courbes montrent une nette différence entre les deux villes envisagées. La moyenne estivale de RÖROS se situe aux alentours de 10°, et il n'est pas rare, même pendant les mois d'été, de constater que la température descend au voisinage de 0°C.

Le rôle de l'altitude n'est pas négligeable ; tant sur les conditions climatiques que sur la population botanique. On constate en effet que la limite des arbres, essentiellement des pins, des sapins et des bouleaux, se situe à peu près à 1.000 m. Au delà de cette altitude, on ne rencontre plus que des bouleaux nains, essentiellement scandinaves, et des saules de petite taille, qui font place rapidement aux mousses et aux lichens : ces deux ensembles de végétaux forment le "fjell" norvégien traditionnel.

5°) Géographie humaine

Le terrain étudié est peu peuplé. Il n'y a pas d'agglomération ; à peine quelques fermes et "setra" répartis çà et là. La densité de population, en été est de l'ordre d'un habitant pour 3km². Cette densité tombe à 1 habitant pour 10km² en hiver. La raison en est simple : les "setra", sortes de chalets d'alpage, sont occupés par des fermiers et par des touristes pendant la bonne saison. Les troupeaux de moutons, ou plus rarement de bovins, trouvent leur pâture le long des pentes. Vers la mi-septembre, à la première neige, les troupeaux redescendent dans les vallées où le dernier regain leur fournira de la nourriture pour encore un mois ou deux.

Les ressources économiques du secteur sont donc essentiellement agricoles (élevage).

Précisons cependant qu'une activité minière, artisanale, s'était développée au cours du XIXe siècle, et au début du XXe siècle, mais qu'il n'en reste pratiquement rien actuellement.

Enfin, l'installation en cours d'une importante centrale électrique dans la vallée de la Gloma, au nord d'ALVDAL, est liée au rôle de régulateur et de réservoir d'eau que constitue le Lac SAVALÉN.

(1) RÖROS est une ville minière située à 80 kilomètres au nord-est, mais dont les conditions climatiques sont identiques à celles du secteur étudié.

CHAPITRE III - C O N T E X T E G E O L O G I Q U E

1°) Position dans les Calédonides (fig. 4)

Le secteur étudié se situe dans la partie sud-occidentale de la chaîne calédonienne scandinave qui s'étire depuis la côte sud-ouest de la Norvège jusqu'à l'extrémité septentrionale du Finmark, sur une distance supérieure à 1.500 kilomètres, aussi bien en Norvège qu'en Suède.

De façon plus précise, le secteur cartographié se place dans la partie sud du "bassin de TRONDHEIM" qui représente, pour les auteurs, une des zones internes de la chaîne. C'est ainsi que O. HOLTEDAHN (1964), considère que les "faciès de la région de TRONDHEIM correspondent à une zone augéosynclinale". On connaît par ailleurs des équivalents de cette "happe de TRONDHEIM", particulièrement au nord, nord-est : ce sont les schistes de Köli métamorphiques des auteurs suédois (B. ASKLUND 1960, p. 134).

2°) Géologie du Quaternaire

Dans la région qui nous intéresse, les phénomènes géologiques post-calédoniens les plus marquants sont essentiellement d'âge quaternaire. Ils sont surtout observables sous deux formes : la morphologie et les dépôts.

La *morphologie* est influencée, au moins pour une partie, par l'action des glaciers. On observe en effet un certain nombre de vallées dont le profil transversal rappelle de façon très nette l'auge caractéristique : c'est le cas notamment du Rødalen au nord-ouest du terrain. Précisons que le rôle d'érosion des glaciers s'est exercé sur la quasi totalité de la zone étudiée, et que l'on observe des stries glaciaires dont l'orientation est sensiblement sud, sud-est - nord, nord-ouest, ou même parfois sud-nord et est-ouest. Les cours d'eau actuels jouent un rôle important également dans l'évolution morphologique. C'est ainsi que l'on constate un comblement progressif par apport de type deltaïque du nord du lac Vesle Marsjøen (à l'ouest), alors que légèrement au sud, la Marsjøaa délaisse une bonne partie de ses méandres.

Les *dépôts* récents sont essentiellement fluvio-glaciaires, ce qui n'exclut pas la présence de dépôts morainiques. On observe en effet le plus souvent, une stratification assez fine du matériel. Ce dernier est formé, dans la plupart des cas, de sables fins et de cailloux fluviaux arrondis.

Les types de dépôts les plus fréquemment rencontrés sont les terrasses fluvio-glaciaires, les eskers, ainsi que quelques moraines déposées contenant souvent des blocs erratiques.

L'épaisseur de ces formations est très variable ; elle n'est pas toujours facile à évaluer. Il semble, cependant, que les terrasses que l'on observe aussi bien sur les bords de la vallée de la Marsjøaa qu'au sud du Sandvikketten puissent atteindre 30 à 50 mètres d'épaisseur. Il en est de même pour les eskers que l'on rencontre à l'ouest du lac Mjøvatn ou au nord du Grønhol. Les blocs erratiques, pour leur part, peuvent atteindre des volumes importants, voisins d'une centaine de mètres cube (ce qui représente, en admettant une densité voisine de trois, un poids total de l'ordre de 300 tonnes !).

On conçoit donc, compte tenu de la large superficie occupée par les dépôts quaternaires (de l'ordre de 80 %) que le travail de terrain, orienté dès le départ

/...

sur l'étude des formations calédoniennes constituant le "substratum rocheux" (berggrund = bed rock), ait été parfois difficile.

3°) Documents utilisés et méthodes employées (pour le travail géologique sur le terrain)

Je tiens à souligner ici que l'ensemble des documents suivants, que j'ai eu à utiliser, ont été mis gracieusement à ma disposition par la Compagnie Minière FOLLDAL VERK A/S :

- photographies aériennes de la Widerøe's Flyveselskap au 1/15.000e environ ;
- pré-tirages des cartes au 1/50.000e établies par le service géographique norvégien (Norges Geografiske Oppmåling) : Einunna (n° 1.519 - I) Kvikneskogen (1.619 - IV) et Alvdal (1.619 - III) ;
- cartes topographiques de Follidal (37 - D) au 1/100.000e du service géographique norvégien.

Ces documents, particulièrement les pré-tirages au 1/50.000e et les photographies aériennes étaient de bonne qualité.

Le lever sur le terrain a été effectué sur les photographies aériennes.

Les reports pour la carte ont été faits sur un agrandissement photographique au 1/25.000e des cartes de Kvikneskogen et Alvdal.

CHAPITRE IV - H I S T O R I Q U E

1°) Contenu stratigraphique du bassin de TRONDHEIM (1) (fig. 6)

Le bassin de TRONDHEIM est encore mal connu. Sans entrer dès maintenant dans une étude détaillée, on peut cependant souligner un certain nombre de points généraux.

L'ensemble des roches formant le bassin de TRONDHEIM est considéré comme d'âge Cambro-Silurien. La datation des différents niveaux n'est pas toujours bien établie, les repères fossilifères étant rares.

Le coeur du bassin est représenté par le groupe des schistes métamorphiques de la Gula, dont l'âge est supposé *Cambrien*. L'absence de tout fossile rend cette attribution hypothétique. Ce groupe de la Gula est formé de micaschistes souvent à grenat, contenant des lits de calcaire métamorphique, et de conglomérat. Il contient parfois des intrusions de roches de type gabbro ou diorite quartzique (trondhjemite).

L'*Ordovicien inférieur* contient essentiellement des roches vertes et des kératophyres quartziques, ainsi que des gneiss granodioritiques : c'est le groupe de St ren. Le degré du métamorphisme variant de façon notable selon la localisation, on peut aussi bien observer les roches vertes sous des formes très peu métamorphiques (structures en oreillers, figures sédimentaires dans la région de St ren), que sous forme de roches complètement réorganisées (amphibolites et méta-kératophyres dans la partie orientale).

Le groupe de Hovin inférieur représente l'*Ordovicien moyen*. Il débute par un conglomérat polygénique, dont certains éléments proviennent des roches vertes du groupe de St ren. La série se poursuit par des calcaires intercalés dans des gr s et des phyllades (ou des micaschistes) sombres, puis par des schistes sombres, et des tufs rhyolitiques (dans la partie occidentale), ou des roches vertes (dans la partie orientale). Cet ensemble a livré, dans la région de H londa une faune correspondant à l'Arenigien, au Llanvirnien, et probablement aussi à la partie inférieure du Llandeilien.

Le passage entre le groupe de Hovin inférieur et le groupe de Hovin supérieur se fait par un conglomérat polygénique.

La partie supérieure du groupe de Hovin (encore appelé groupe de R ros), qui forme l'*Ordovicien supérieur* est composé de phyllades de métagrauwackes, qui contiennent de la biotite, de la hornblende et du grenat vers le sud-est. Ce groupe est en partie conglomératique.

Le groupe de Horg enfin, dont la base est généralement conglomératique, marque le passage aux schistes et gr s du *Silurien*.

Les grandes lignes lithostratigraphiques étant établies, nous reviendrons, au cours du prochain paragraphe, sur l'histoire des idées et sur les équivalences latérales possibles, à l'intérieur du bassin, de ces différents groupes.

.../

(1) La succession lithologique présentée ici est celle de WOLFF (1967).

/...

2°) Evolution des idées sur le bassin de TRONDHEIM (1)

J'ai déjà eu l'occasion de préciser, au cours de l'Introduction, que le bassin de TRONDHEIM était encore mal connu. Ce n'est pas pour autant une "terra incognita". Les premiers travaux, semble-t-il, se rapportant à cet ensemble datent en effet de 1850 : ce sont ceux de KEILHAU(2). Cet auteur considère que la région de TRONDHEIM est plissée en un large synclinal.

Les travaux de Th. KJERULF publiés en 1871-1872 et en 1878, reprennent pratiquement la même hypothèse méga-tectonique. Il envisage cependant la possibilité d'une inversion des séries entraînant une structure anticlinale, mais faute de pouvoir localiser les plans de charriage nécessaires à cette interprétation, il abandonne cette hypothèse.

Les géologues suédois, TÖRNEBOHM (1872) et SVENONIUS (1885), ont des idées différentes. SVENONIUS conclut que la coupe de Meråker située un peu à l'est de TRONDHEIM), doit être interprétée comme une structure anticlinale, les roches les plus jeunes formant des synclinaux renversés de chaque côté d'une zone centrale plus vieille. Hans REUSCH, directeur du Service Géologique Norvégien paraît accepter cette idée dans sa note de 1890.

Le mémoire de TÖRNEBOHM sur la géologie de la Scandinavie centrale (1896), souligne la direction nord nord-est - sud sud-ouest de la chaîne, et précise qu'il y a deux "lignes nucléaires", formées par le synclinal de la frontière Svéco-Norvégienne et le synclinal du Trondhjemsford. Mais, par suite de quelques erreurs stratigraphiques, il ne peut présenter une vue générale sur la tectonique de la région.

Carl BUGGE (1912), rejette les vues des géologues suédois, et considère que les "schistes" de la Gula représentent le groupe le plus récent, et qu'ils occupent le centre d'un vaste synclinal. Gunnar HOLMSEN (1915) reprend le même point de vue.

V.M. GOLDSCHMIDT (1915) se penche surtout sur l'étude du métamorphisme des gneiss et des micaschistes de la région de TRONDHEIM. Il publie notamment une carte où il sépare les différentes formations selon l'intensité du métamorphisme qui les affecte. Il pense que ce métamorphisme, plus intense au centre, est lié aux intrusions trondhjemitiques que l'on observe dans la partie centrale du bassin.

C.W. CARSTEN (1920) soutient, au contraire, les idées des géologues suédois, en replaçant le groupe de Røros dans la partie la plus basse de la séquence.

Les publications de WEGMANN (1925) apportent des idées nouvelles sur la structure de la région. Cet auteur, en effet, s'oppose aux grandes propositions énoncées précédemment. Il écrit notamment : "l'hypothèse qui s'accorde le mieux avec les faits connus est d'admettre que tout le système central est un grand lambeau de recouvrement". Et il précise encore son idée en ajoutant que ce "lambeau nous est conservé grâce à un plissement que tout l'empilement des nappes a subi postérieurement à sa mise en place".

.../

(1) Ce paragraphe est tiré pour sa plus grande partie de la publication de WOLFF (1967) à laquelle on se reportera pour la bibliographie.

(2) Cité par WOLFF en 1967. Je n'ai malheureusement pas pu me procurer l'étude originale.

/...

A peu près à la même époque, Gunnar AASGAARD (1927) reprend la proposition initiale de KJERULF : celle du synclinal. Il soutient que le groupe de Røros est plus vieux que le groupe de la Gula.

En 1954, Carl BUGGE publie une nouvelle coupe à travers la chaîne, et une carte démontrant son idée que la partie orientale de la région de TRONDHEIM est identique à la partie occidentale. Il en conclut que le Groupe de Røros est plus jeune que le Groupe de Støren, et qu'en définitive, la structure générale est de type anticlinal.

F. CH. WOLFF (1964) aboutit au même résultat, après avoir étudié essentiellement le nord de la région de TRONDHEIM.

D. ROBERTS (1967), à la suite d'études structurales dans la région de Koppe-rå à la frontière, propose une coupe qui n'est pas fondamentalement différente de celle de WOLFF.

Après ce tour d'horizon historique, nous sommes donc en présence de trois hypothèses mégatectoniques, en ce qui concerne la nappe de TRONDHEIM :

- . Une structure de type synclinal (KEILHAU, TH. KJERULF, C. BUGGE (1912), G. HOLMSEN, G. AASGAARD, TH. VOGT) ;
- . Une structure de type anticlinal (TÖRNEBOHM, SVENONIUS, REUSCH, CW CARSTEN, C. BUGGE (1954), WOLFF, ROBERTS) ;
- . Un "lambeau de recouvrement" (WEGMANN).

Les dernières interprétations des géologues scandinaves correspondent à un vaste anticlinorium qui s'étendrait sur une longueur voisine de 300 km, et dont la plus grande largeur atteindrait 160 km.

Il ne sera pas discuté ultérieurement dans ce mémoire de la mégastructure de cette région, mais il me paraît utile de souligner ici un certain nombre de faits remarquables :

- La structure du bassin de TRONDHEIM en nappe allochtone, déjà établie depuis près d'une centaine d'année, est maintenant de plus en plus adoptée. Récemment encore, les travaux de PEACEY (1964), aux environs du Tømmerås (nord de la région de TRONDHEIM), complétés par ceux de WOLFF (1967) à l'est de Meråker, ainsi que par les levés de HEIM, KLEINE-HERING, MOSSON, et QUESNEL au sud de la région de Follidall-Alvdal, ont confirmé cette structure en nappe du second genre.
- Aucun élément déterminant (tel que des fossiles par exemple), ne permet de dater avec certitude les formations des schistes cristallins qui sont situés au coeur de la nappe (groupe des schistes de la Gula). Tous les auteurs s'appuient sur des considérations lithostratigraphiques, et surtout tectoniques pour argumenter leurs propositions.
- Il est étonnant qu'aucun des géologues qui ont travaillé dans cette vaste région n'ait retenu l'idée d'un contact anormal tel que le proposait WEGMANN en 1925.

Enfin, il ne me paraît pas possible, personnellement, de pouvoir dégager une idée méga structurale de la nappe de TRONDHEIM avant qu'un travail de cartographie détaillée plus étendu n'ait été effectué. Ce travail est actuellement en cours, aussi bien par les géologues norvégiens du N.G.U. (Service Géologique Norvégien), que par

.../

des géologues de diverses nationalités.

3°) Les études antérieures, aux environs du Lac Savalen (fig. 5-6-7)

Ainsi qu'il a été déjà souligné dans l'introduction, les études détaillées sur la région qui nous intéresse sont fort peu nombreuses. En dehors du travail de MARLOW (1936), les seuls levés de détail au voisinage de la vallée de la Folla ont été effectués par l'équipe des géologues travaillant pour la Follidal Verk A/S : c'est-à-dire H. HEIM (1966), R. KLEINE-HERING (1969), P. MOSSON, G. QUESNEL (1970). Il est intéressant cependant de reprendre certaines publications antérieures, avant d'analyser les travaux récents.

TORNEBOHM, dans son important mémoire de 1896, présente une carte au 1/800.000e de la Scandinavie centrale. Il propose, pour les environs du Lac Savalen (fig. 5 A), la succession lithostratigraphique suivante :

. <i>Silurien</i>	Groupe de Meråker
. <i>Ordovicien</i>	Groupe des "schistes" de Selbu Groupe de Singsås Groupe des "schistes" de Brek
. <i>Cambrien</i>	Groupe des "schistes" de Røros
. <i>Algonkien récent</i>	Groupe de Seve

Il considère que les quartzites de l'Einunnfjell font partie du Groupe de Seve (Algonkien récent), qui serait en fait le support de la nappe de TRONDHEIM dans le sud.

Au dessus reposerait le Groupe de Røros formé de micaschistes à grenat, puis le Groupe de Brek, composé de micaschistes gris. Le Groupe de Singsås, équivalent oriental du Groupe de Støren, comprendrait des "schistes" graphiteux et, surtout, des micaschistes quartzeux contenant beaucoup de minéraux verts (amphibole, chlorite ...). Le Groupe de Selbu, qui n'apparaît qu'à l'est de la carte est également formé de micaschistes.

Au point de vue structural (fig. 5 b), TORNEBOHM estime que l'Einunnfjell représente le coeur d'un anticlinal qui s'amortit vers le nord en deux branches au niveau de la vallée de la Gløta.

Les travaux de K.O. BJØRLYKKE (1905), concernant "les montagnes de Norvège Centrale", n'apportent pas beaucoup de précisions sur les environs du Lac Savalen. Il développe certaines de ses observations effectuées dans la région d'Alvdal, et dans la vallée de la Folla, au contact du bassin de TRONDHEIM et des zones externes ("sparagmites").

Citons encore, parmi les travaux à petite échelle, la récente publication de WOLFF (1967). Cet auteur, après une étude détaillée (1) dans le nord-est de la nappe de TRONDHEIM (région de Meråker), propose une carte géologique générale au 1/500.000e. La figure 6 est tirée de cette carte. Nous pouvons remarquer dès main-

/...

(1) en collaboration avec J. CHALOUPSKY, F. FEDIUK, A. SIEDLECKA, S. SIEDLECKI et D. ROBERTS.

/...

tenant que les renseignements donnés par cette carte sur les environs du Lac Savalen sont fort peu nombreux. Il faut préciser que WOLFF, pour établir cette carte n'a utilisé que des publications datant des vingt dernières années. Je ne rappellerai pas le détail de la stratigraphie proposée par WOLFF (cf chapitre IV - 1°) "Contenu stratigraphique du Bassin de TRONDHEIM", mais je présenterai les équivalences entre les différents groupes lithologiques dans le tableau suivant :

	<u>OUEST DE LA NAPPE</u>	<u>EST DE LA NAPPE</u>
. <i>Silurien</i>	Groupe de Horg	Groupe de Slågån
. <i>Ordovicien Supérieur</i>	Groupe de Hovin sup.	Groupe de Kjølhaugen = Groupe de Røros
. <i>Ordovicien Moyen</i>	Groupe de Hovin inf.	Groupe de Sulåmo
. <i>Ordovicien Inférieur</i>	Groupe de Støren	Groupe de Fondsjø
. <i>Cambrien</i>	Groupe des schistes de la Gula	Groupe de Sonvatn

Avec le travail de W. MARLOW (1935), nous abordons les études de détail (fig. 7). Cet auteur nous propose une carte au 1/100.000 e, où sont reportés les dépôts récents ("glaciaire et post glaciaire"), ainsi que les affleurements de "Cambro-Silurien supposé". Ces derniers forment un ensemble de taches réparties sans ordre apparent, et qui ne dessinent aucune structure générale. Le mémoire accompagnant la carte ne comporte aucune étude tectonique : il est donc difficile, à partir du travail de MARLOW, de retrouver les grandes lignes structurales de la région. Au point de vue stratigraphique, après avoir souligné l'absence de fossile dans ces schistes cristallins, l'auteur considère que les quartzites et micaschistes sériciteux de l'Einnunfjell sont l'équivalent des sparagmites. Les micaschistes quartzitiques (ou groupe de Røros) qui apparaissent au nord-ouest de la carte correspondraient, dans un faciès métamorphique plus intense, aux phyllites qui sont représentées au sud-est. Ces formations seraient Cambro-Siluriennes. Malheureusement, on ne retrouve aucune trace, dans l'étude stratigraphique de MARLOW, des micaschistes à Hornblende et du calcaire. On peut donc aisément se rendre compte que le travail de MARLOW n'apportait pratiquement aucun élément nouveau, quant à la connaissance des roches calédoniennes de cette région.

Il n'en est pas de même avec les travaux de H. HEIM, R. KLEINE-HERING, P. MOSSON et G. QUESNEL.

Le "Diplomarbeit" de H. HEIM (1966) porte sur les environs de Folldal, depuis les sparagmites au sud (sur la rive gauche de la Grimsa), jusqu'à une dizaine de kilomètres au nord de Folldal. Ce travail accompagné d'une carte au 1/50.000e, ne comporte pas d'étude structurale détaillée, mais l'étude lithostratigraphique est particulièrement développée (tableau I). Les séries décrites par H. HEIM peuvent se résumer dans le tableau suivant :

.../

/...

- Groupe de Hovin Supérieur (Ordovicien Supérieur)	. Série des schistes cristallins de Storhø supérieur
- Groupe de Hovin Inférieur (Ordovicien Moyen)	. Série des schistes cristallins de Storhø inférieur
- Groupe de Støren (Ordovicien Inférieur)	. Série des "schistes verts" supérieure . Série de Storbaekke (micaschistes) . Série de Svendsbaekk . Série des "schistes verts" inférieure
- Groupe de Røros (essentiellement Cambrien)	. Série du conglomérat de Grimsa . Série de quartzite "schistes verts" et phyllades . Série de gneiss rubanné et de micaschistes
- Groupe de la Sparagmite (Eocambrien)	. Série de transition . Sparagmite s.s.

Le travail de R. KLEINE-HERING (1969), concerne la région qui s'étend depuis la terminaison sud-orientale du Lac Savalen jusqu'au sud d'Alvdal (tableau I). Cet auteur propose dans son étude un certain nombre d'hypothèses tectoniques originales.

Il montre en effet la présence d'un synclinorium dont le coeur orienté sensiblement nord-sud, passe à l'extrémité orientale du Lac Savalen, mais surtout il introduit l'hypothèse d'un contact anormal de type tangentiel, à l'intérieur même de la nappe de TRONDHEIM. Cette hypothèse l'oblige à envisager deux ensembles lithostratigraphiques différents qui sont :

- un complexe supérieur formé par les Groupes de Røros, Støren, et Hovin ;
- un complexe inférieur qui pourrait être l'équivalent du Groupe de "Røros ancien".

Les séries définies dans ces deux ensembles sont résumées dans le tableau suivant :

.../

- Groupe de Hovin Supérieur (Ordovicien supérieur)	. Série supérieure de Naustervola (phyllades rubannées)
- Groupe de Hovin Inférieur (Ordovicien moyen)	. Série inférieure de Naustervola (Phyllades)
- Groupe de Støren (Ordovicien inférieur)	. Série de transition (micaschistes à amphiboles) . Série supérieure de Vesleå (gneiss albitiques, roches vertes ...) . Série inférieure de Vesleå
- Groupe de Røros (Cambrien)	. Série de Aarleite (micaschistes) . Série de Brekkebekk (conglomérat - "schistes verts") . Série de Brandvoll (quartzites) . Série de Steen (micaschistes)
- Groupe de Røros (Ancien)	. Quartzites . Série de Tronsvangen (micaschistes sombres) . Série de Storbekk (micaschistes verts) . Série de Kvernbecken (micaschistes quartzitiques) . Série de Bangsberg (gneiss)
- Eocambrien	. Sparagmite

L'étude présentée par P. MOSSON et G. QUESNEL dans leur thèse en 1970, est d'autant plus intéressante pour nous qu'elle se situe immédiatement au sud de mon étude personnelle. Leur mémoire comporte essentiellement deux parties :

- une étude lithostratigraphique (G. QUESNEL),
- une étude tectonique (P. MOSSON)

La séquence lithologique est constituée par la succession suivante :

.../

/...

- Groupe de Hovin Supérieur (Ordovicien supérieur)	Complexe supérieur	. Série de Nausterdalen (micaschistes)
- Groupe de Hovin Inférieur (Ordovicien moyen)		. Série supérieure de la Folla (micaschistes) . Série moyenne de la Folla (micaschistes) . Série inférieure (micaschistes)
- Groupe de Støren (Ordovicien inférieur)		. 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	. Micaschistes quartziques . Quartzites micacés . Schistes graphiteux . Quartzites de l'Einunnvarden

MOSSON et QUESNEL citent la présence, au sud-est de la zone qu'ils ont étudiée, du Groupe de Sølva, équivalent du "Groupe de Røros ancien" de R. KLEINE-HERING.

La distinction dans l'étude lithostratigraphique de QUESNEL d'un "complexe inférieur", et d'un "complexe supérieur", est basée sur l'interprétation structurale et dynamique proposée par P. MOSSON.

Pour MOSSON, en effet, le "complexe inférieur", qui affleure autour de l'Einunnfjell, joue un rôle de "socle", alors que le "complexe supérieur" joue un rôle de "couverture". C'est à partir de cette hypothèse qu'il envisage une interprétation générale de l'évolution tectonique de la zone étudiée. Au cours de cette évolution, le complexe basal se comportera de façon rigide et cassante, avec des plissements à grand rayon de courbure (anticlinal de l'Einunnfjell) ; alors que la couverture aura un style plus souple et disharmonique entraînant de nombreux décollements.

Nous aurons à reprendre quelques unes des hypothèses exposées tout au long de ce chapitre sur l'évolution des idées, notamment au cours de l'étude des diverses formations et de l'étude tectonique.

.../

Deuxième Partie : E T U D E D E S D I V E R S E S F O R M A T I O N S

CHAPITRE I - GENERALITES

Les formations constituant les séquences lithostratigraphiques que j'ai étudiées dans la région du Lac Savalen sont exclusivement formées de roches métamorphiques. Il n'a jamais été trouvé de fossile dans cette partie méridionale du bassin de TRONDHEIM et les successions lithostratigraphiques proposées reposent uniquement sur des caractères lithologiques.

Compte tenu des grandes structures que j'ai pu mettre en évidence, j'ai séparé les diverses formations en deux ensembles distincts : d'une part, les formations situées dans la zone orientale (à l'est du Rødalen) ; d'autre part, celles qui affleurent sur la rive occidentale du Rødalen, plus près du Lac Savalen.

Il est important de noter ici que les épaisseurs proposées pour les diverses formations au cours des chapitres suivants sont des épaisseurs évaluées à postériori. Il n'était pas question, en effet, de lever un "log" précis, compte-tenu d'une part des nombreuses déformations qui ont affecté ces roches, entraînant parfois des répétitions de série difficiles à préciser, et des conditions d'affleurement relativement médiocres d'autre part.

CHAPITRE II - LES FORMATIONS SITUEES A L'EST DU RØDALEN

1°) Introduction

Les formations situées à l'est du Rødalen sont en continuité avec celles décrites par G. QUESNEL (1970) légèrement plus au sud. Dans une publication récente (P. MOSSON, J.M. QUENARDEL, G. QUESNEL, 1971), nous avons repris, en la complétant, la succession lithologique proposée par cet auteur.

J'utiliserai, au cours de ma description (comme dans la publication précédemment citée), le code de nomenclature stratigraphique proposée par G. HENNINGSMOEN en 1960, et adoptée par le Service Géologique Norvégien. Les unités lithostratigraphiques utilisées seront, par ordre d'importance décroissante : le complexe (qui représente l'ensemble des séries d'une région, et que nous n'utiliserons pas ici), le groupe, la formation, et le membre (ou terme). Les noms proposés pour ces différentes unités correspondent à l'endroit où elles sont le mieux représentées (en général là où l'on peut observer la coupe la plus complète). C'est ainsi que, pour la région qui nous intéresse, j'ai distingué trois groupes qui sont, de la base au sommet (fig. 8) :

- le groupe de l'Einunnfjell,
- le groupe de Lomnesvola,
- le groupe du Rødalshøa.

2°) Le groupe de l'Einunnfjell

Le groupe de l'Einunnfjell a été défini sur la retombée orientale de l'Einunnfjell, c'est-à-dire sur le terrain étudié par P. MOSSON et G. QUESNEL. Il est composé de deux séries que nous étudierons successivement : une série basale, essentiellement quartzitiques (formation d'Einunnfoss) surmontée par une série supérieure volcano-sédimentaire (formation de l'Einunna).

La formation d'Einunnfoss

Cette formation, que nous avons définie aux environs de la chute de l'Einunna (en norvégien "Einunnfoss"), est composée de trois membres qui sont de la base au sommet : des quartzites dont la partie supérieure affleure dans la région la plus méridionale du terrain que j'ai étudié, des micaschistes graphiteux qui n'apparaissent que de part et d'autre de l'Einunnfjell, dont je ne parlerai pas, et des alternances de micaschistes et de quartzites que l'on peut observer entre la vallée de l'Hølbekken et l'extrémité occidentale du Lac Savalen.

Les quartzites de la base, se présentent sous forme de blocs anguleux légèrement disjoints, dont la taille atteint plusieurs mètres dans chaque dimension. L'épaisseur visible de cet ensemble est de l'ordre d'une centaine de mètres, il est plus développé vers le sud, dans le centre de l'anticlinal de l'Einunnfjell dont il forme le cœur.

A l'affleurement, ces roches de couleur gris clair sont formées de bancs quartzitiques discrètement micacées dont l'épaisseur varie de 5 à 50 cm, séparés par des lits plus largement micacés, moins épais (quelques mm à quelques cm). Cette alternance détermine un rubannement assez bien marqué. L'ensemble est affecté de petits plis, des sortes d'ondulations ainsi que des plis en chevrons très visibles dans les bandes micacées.

Les quartzites contiennent, en plus du quartz, des micas (biotite et micas blancs), ainsi que quelques cristaux de feldspath (plagioclase), et plus rarement

.../

/...

d'épidote. La structure de la roche est de type granoblastique où les cristaux de micas sont, cependant, sensiblement orientés.

Ainsi que G. QUESNEL (1970) l'a souligné, le quartz se présente sous la forme de grains hétérométriques de 0,1 à 1 mm, à contours très irréguliers. Ces grains montrent souvent le phénomène "d'extinction roulante", mais on peut observer également de petits cristaux hypidiomorphes, dont la (re) cristallisation paraît plus récente.

Les cristaux de plagioclase (albite - oligoclase), sont peu nombreux.

La biotite est très fortement pléochroïque (brun à jaune), elle est parfois transformée en chlorite. Les cristaux de mica blanc sont plus nombreux que ceux de biotite, leur taille n'excède pas 0,5 mm.

Les petits cristaux d'épidote (S.1.) sont rares.

Les bandes micacées intercalées dans ces quartzites sont constituées presque exclusivement de mica blanc et de biotite. Le plus souvent les cristaux dont la plus grande longueur peut atteindre 2 à 3 mm sont cassés dans les charnières, mais on peut également observer des micas tordus, ainsi que des cristaux surimposés de façon quelconque aux minéraux précédents. Quelques rares cristaux de quartz sont intercalés dans les charnières des micropolis.

Les alternances de micaschistes à quartzites que nous avons définies avec P. MOSSON et G. QUESNEL, dans la vallée de l'Einunna, sur le flanc oriental de l'Einunnfjell, succèdent aux quartzites de la base. Leur épaisseur est voisine de 200 m. Ces roches affleurent relativement mal sur la zone que j'ai cartographiée. Ces alternances sont composées : d'une part de bancs de quartzites gris clair, dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à (le plus souvent) quelques mètres, très comparables aux quartzites décrits précédemment, et, d'autre part, de micaschistes le plus souvent riches en quartz. La proportion de ces micaschistes à tendance à croître de la base vers le sommet. On observe de plus, dans la partie inférieure de la série, une zone légèrement graphiteuse (quelques décimètres), ainsi que des intercalations d'amphibolites également décimétriques. Le passage à la formation supérieure est marqué par des micaschistes graphiteux.

Les quartzites contiennent parfois (en plus des minéraux décrits précédemment), de petits cristaux automorphes de tourmaline et quelques rares grenats poecilites, à allure "squelettique" (fig. 10). Les micaschistes sont constitués en général de quartz, mica blanc, biotite, chlorite, amphibole et grenat. Accessoirement on peut observer également quelques cristaux de plagioclase et de tourmaline, ainsi que quelques minéraux opaques (fig. 9, 11 et 12).

Le quartz se présente sous la forme de grains de taille variable : soit de petits cristaux (0,05 à 0,1 mm), soit des cristaux plus largement développés (0,5 à 2 mm). Cette différence de classe granulométrique paraît correspondre à un granoclasement d'origine stratigraphique (une ancienne stratification).

Les micas blancs, qui renferment parfois des inclusions graphiteuses, peuvent être tordus. Ils composent alors des amas polycristallins dont la taille atteint plusieurs millimètres. Par contre, ils ne dépassent guère 0,2 à 0,3 mm lorsqu'ils sont en cristaux isolés.

La biotite qui renferme parfois des inclusions est de taille variable (0,1 à 1 - 2 mm).

.../

/...

La *chlorite* forme le plus souvent des amas. Elle provient généralement de la rétro-morphose de biotite, d'amphibole ou de grenat.

Les cristaux d'amphibole atteignent plusieurs millimètres, ils sont ordinairement poecilites et automorphes.

Le grenat montre de nombreux faciès (fig. 9, 11 et 12). On observe en effet des cristaux sensiblement automorphes qui présentent des structures hélicitiques ou sigmoïdes et dont la taille peut dépasser le millimètre. D'autre part, on observe également de petits cristaux, granulaires et amiboïdes dont les pseudopodes sont engrenés avec les grains de quartz.

Le plagioclase est acide (5 à 15 % An). Les cristaux de *tourmaline* et les minéraux opaques sont le plus souvent automorphes.

. La formation de l'Einnunna

La formation de l'Einnunna (fig. 13 à 17) a été définie sur le terrain étudié par P. MOSSON et G. QUESNEL, dans la basse vallée de l'Einnunna ; son épaisseur est voisine de 250 m dans cette région, elle est certainement moins développée dans la zone où j'ai pu l'observer. On la rencontre principalement au sud-est du terrain en bordure du lac Savalen (fig. 13). Elle affleure également en de rares endroits à l'ouest, nord-ouest de l'anticlinal de l'Einnunfjell.

G. QUESNEL distingue un ensemble inférieur ("série sombre inférieure"), d'origine volcano-sédimentaire, séparé par un niveau graphiteux, d'un ensemble supérieur ("série sombre supérieure") d'origine sédimentaire. Plus au nord, ces distinctions sont beaucoup plus délicates et on observe une formation composée essentiellement de mica-schistes à grenat et amphibole, qui contiennent quelques passages amphibolitiques, ainsi qu'un niveau à tendance discrètement serpentineuse.

Les mica-schistes sont le plus souvent très plissotés (fig. 13), ces plis pouvant être soulignés par des filonnets de quartz. Les roches sont relativement sombres et les mica marquent la foliation. Il apparaît parfois un faciès particulier où les cristaux d'amphibole sont disposés en gerbe sur les surfaces micacées ("garbenschiefer"). Notons encore que j'ai pu retrouver un niveau très comparable à celui décrit par G. QUESNEL sous le nom d' *épidotite* à structure granolépido-blastique.

Comme précédemment, les mica-schistes sont en général composés de quartz, de biotite, de muscovite et de chlorite, ainsi que de grenat, éventuellement d'un peu de Feldspath (plagioclase), de calcite, de tourmaline, d'épidote et de quelques minéraux opaques. La structure est du type lépidoblastique (fig. 15-16).

Le quartz est hypidiomorphe, en grains hétérométriques dont la taille varie de 0,1 à 1 mm. Les cristaux forment généralement des lits de granulométrie sensiblement constante. J'ai pu observer sur quelques échantillons des inclusions fluides d'origine secondaire dont la taille atteint 5 à 10 m.

La biotite est franchement pléochroïque (brun à jaune pâle). Elle peut contenir un peu de zircon. Les cristaux atteignent 1 à 2 mm (fig. 15).

Le mica blanc, comme la biotite, souligne la foliation. Les cristaux sont plus

.../

/...

petits que ceux de la biotite (0,5 à 1 mm au maximum).

La *chlorite* s'étale souvent en plages polycristallines plurimillimétriques sécantes au litage de la roche. Elle contient parfois de petits minéraux opaques. Elle provient quelquefois de la transformation de la biotite ou du grenat (fig. 17).

Le *grenat* apparaît aussi bien sous la forme de cristaux xénomorphes poecilites, que sous la forme de cristaux automorphes de plusieurs millimètres. Il peut être complètement transformé en chlorite.

Le *feldspath* est un *plagioclase* (An 5 à 15) en petits cristaux (environ 0,5mm) hypidiomorphes. Il est parfois hélicitique, et il peut alors atteindre 1 à 2 mm (fig 14).

La *calcite* est le plus fréquent des minéraux accessoires : la taille des cristaux peut atteindre quelques millimètres.

La *tourmaline* est fréquemment en petits cristaux automorphes (0,2mm). L'*épidote* (S.1.) et les minéraux opaques sont rares.

. Remarques sur le groupe de l'Einnunfjell

Le groupe de l'Einnunfjell présente une grande originalité du point de vue de l'évolution sédimentologique. Ainsi que G. QUESNEL l'a déjà remarqué, on constate ici la présence d'au moins un (et peut être deux) cycles sédimentaires consécutifs. "Série marine normale" au sens de A. LOMBARD - représentée par les quartzites de la base, puis par les alternances de quartzites et de micaschistes et enfin par les micaschistes de l'Einnunna. Précisons également que l'examen des séquences sédimentaires (centi à décimétriques) des quartzites semble bien indiquer que la série est en position normale (M. SOUDANT : communication orale).

D'autre part, il est intéressant de remarquer ici que les différentes associations minérales présentes dans les roches ne correspondent pas toujours à des paragenèses contemporaines. L'étude des grenats en particulier (fig 8, 9, 10 et 11) invite à penser que les rapports entre les recristallisations métamorphiques et les déformations - au moins à l'échelle du microscope - sont complexes. La présence de chlorite surimposée sur les structures antérieures laisse supposer une cristallisation tardive pour ce minéral. Nous reviendrons sur ces problèmes au cours de la cinquième partie.

3°) Le groupe du Lomnesvola

. Présentation (introduction)

Le groupe du Lomnesvola est particulièrement bien développé au sud du lac Savalen, sur le flanc occidental du Lomnesvola, d'où son nom. Plus au nord, on retrouve cet ensemble à l'ouest de la partie septentrionale du lac Savalen et sur la partie nord-orientale de la terminaison périclinale de l'anticlinal de l'Einnunfjell. On peut l'observer encore à l'ouest de la vallée de la Marsjøaa. Son épaisseur est évaluée à une centaine de mètres.

. Lithologie (nature lithologique)

Cet ensemble se compose presque exclusivement de roches de couleur verte (amphibole massive ou chloristochistes à amphibole). Au sein de ces roches, on observe d'une part des corps de roches éruptives grenues et d'autre part des lits de roches claires à grain fin, plissotées avec les amphibolites et dont l'épaisseur varie du millimètre au mètre. Quelques rares passages de micaschistes à amphibole et

.../

/...

grenat s'intercalent dans cet ensemble.

Les *amphibolites* (fig. 18) sont parfois massives ; elles présentent généralement une structure némanoblastique (due aux aiguilles d'amphiboles). Quand on y distingue un litage, les plans de foliation sont marqués par des chlorites.

L' *amphibole*, une horblande "actinolitique" est en grands cristaux alignés de plusieurs millimètres de longueur. Les cristaux sont fortement pléochroïques, bleu vert bouteille (n g) à jaunâtre (n p), ils sont très souvent poecilitiques. Ils peuvent être tordus ou cassés et on observe parfois des concentrations d'oxyde de fer au bord des clivages.

Les *Feldspaths plagioclases* sont représentés par des cristaux d'albite ou d'oligoclase (An 10 à 15 %), montrant parfois des macles polysynthétiques de type albite, parfois associées à des macles de type péricline. Leur taille peut atteindre un ou deux millimètres.

Les rares grains de *quartz* sont souvent de petite taille.

La *chlorite* qui peut être abondante dans certains échantillons est pratiquement toujours discordante sur les anciennes structures (fig. 18). Elle s'étale en plages polycristallines difformes de quelques millimètres. Parmi les minéraux accessoires, citons l' *épidote* (S.1.) et le *sphène* (en petits grains ne dépassant pas 0,2 mm).

Précisons encore que ces roches sont constellées de *minéraux opaques* - essentiellement des sulfures - généralement automorphes.

Les *roches claires* (fig. 19) sont très souvent compactes. Elles peuvent être grenues, à grain sensiblement équiant, mais généralement, elles montrent une orientation planaire (structure grano-lépidoblastique), où s'alignent les amphiboles et les phyllites. Les porphyroblastes de *plagioclases* sont souvent poecilitiques. Ils sont parfois zonés et leur teneur en anorthite varie de 5 à 20 %.

Le *quartz*, toujours en petits grains est abondant. La *biotite* et la *chlorite* sont relativement peu fréquentes, alors que les cristaux de grenat, automorphes, peuvent être bien développés. Les cristaux d'amphibole, plus ou moins poecilitiques sont peu nombreux. On observe également de la *calcite* et de l' *épidote*.

La composition minéralogique de ces roches claires les rapproche des méta-kératophyres quartziques.

La composition chimique des roches claires et des amphibolites, sur laquelle nous reviendrons, permet de proposer une origine éruptive pour la quasi-totalité des roches formant le groupe du Lomnesvola.

4°) le groupe du RØDALSHØA

. Présentation

Nous avons défini le groupe du Rødalshøa entre la bordure méridionale du Sandvikketten et le sommet du Rødalshøa, mais les roches constituant ce groupe s'étendent largement vers le nord jusqu'à la vallée de la Gløta. J'ai séparé ce groupe en deux ensembles : la formation du Sandvikketten à la base, et la formation du Rødalkvolve au sommet. L'épaisseur totale de ces formations atteint environ 500 m.

.../

/...

La nature du contact entre le groupe du Lomnesvola et le groupe du Rødalshøa est parfois délicate à établir. En effet, la transition entre ces deux groupes peut se faire soit par l'intermédiaire de roches (micaschistes) parfaitement concordantes, soit par l'intermédiaire de quelques mètres de mylonites. Dans le premier cas, on pense à une succession (plus ou moins) stratigraphique, et dans le second à un contact de nature tectonique. L'absence de toute discordance cartographique aussi bien à l'échelle du 25.000e qu'à celle du 15.000e (échelle des levés), m'incline à préférer la première hypothèse. Je pense cependant que certains mouvements tangentiels de faible amplitude, qui auraient entraîné la formation de roches broyées, soulignent à certains endroits le contact stratigraphique entre les deux groupes. Ces roches broyées à grain très fin, peuvent être complètement laminées. Elles sont de couleur verdâtre, et montrent souvent de petites amandes allongées (2 à 5 mm), blanchâtres, de composition quartzofeldspathique. Des petites paillettes de phyllites, qui entourent les agrégats du quartz et de feldspath, soulignent très grossièrement le litage de la roche.

. La formation du Sandvikkleppen

Au dessus des mylonites, quand elles existent, la formation du Sandvikkleppen débute par des micaschistes à amphibole, auxquels succèdent des amphibolites et des micaschistes à grain fin.

Ces *micaschistes à amphibole* dont l'épaisseur est de l'ordre d'une centaine de mètres, renferment, dans leur partie moyenne une intercalation amphibolique. Ils se présentent fréquemment sous forme de petites falaises de quelques mètres où la roche, de couleur brunâtre, a parfois une allure compacte (massive) ; la direction et le pendage général de la foliation sont alors délicats à déterminer. On observe par endroit un micaschiste à amphibole en rosette (sorte de "garbenschiefer") où sont intercalés localement des lentilles de quartz plissées de taille décimétrique à plurimétrique. Sur la coupe du Sandvikkleppen, il existe de plus de fines intercalations (quelques centimètres) carbonatées friables, de couleur brun jaune.

Sous le microscope, ces micaschistes à structure lépidoblastique intensément plissotés, montrent les minéraux suivants : quartz, feldspath, mica blanc, biotite, chlorite, amphibole, grenat et minéraux accessoires (fig. 20 à 25).

Le quartz, xénomorphe, est en grains hétérométriques (0,05 à 0,3 mm). Il souligne le plus souvent le litage des micaschistes.

Le feldspath, peu abondant, est un plagioclase acide (albite ou oligoclase) en cristaux dont la taille est voisine de 0,3 mm.

Le mica blanc peut former de larges plages polycristallines ondulées (plusieurs millimètres), renfermant de petites inclusions opaques. On l'observe également en petits cristaux sécants sur les structures antérieures.

La biotite se présente sous des faciès sensiblement identiques à ceux du mica blanc. Les amas flexueux polycristallins sont cependant beaucoup plus rares. Par contre, les paillettes sécantes poecilites sont plus fréquentes (fig. 23).

La chlorite, tardive, remplace parfois le grenat, l'amphibole ou la biotite (fig. 24).

Les cristaux d'amphibole sont idiomorphes. Ils atteignent plusieurs millimètres et ils sont souvent poecilites. Les nématoblastes ne semblent pas avoir une

.../

/...

orientation privilégiée dans la roche, et les associations en gerbe ne sont pas rares (fig. 24, 25).

Le *grenat*, généralement automorphe, dépasse 5 mm. Il contient souvent des inclusions hélicitiques de nature graphiteuse qui peuvent être (sont parfois) en continuité avec celles que l'on observe dans les micas blancs (fig. 21, 22). Les cristaux sont largement craquelés, et ils peuvent être transformés en chlorite.

Les *minéraux accessoires* sont formés par de petites baguettes automorphes de *tourmaline*, des *amas* parfois importants d'*épidote* (S.I.). On peut observer également quelques cristaux de *calcite*, et plus rarement un peu d'*apatite*. Les *minéraux opaques* enfin sont présents dans la plupart des roches de ce terme, sans que leur pourcentage soit jamais très élevé.

L'intercalation amphibolitique que l'on peut suivre à l'intérieur de ces micaschistes est limitée à la partie orientale du terrain que j'ai étudié. Ces roches ont un faciès très particulier ; ce sont des micaschistes amphiboliques ("chlorito-amphibolite"), à structure némanoblastique particulièrement bien marquée. Ces roches de couleur verte, se débitent en "allumettes" et elles renferment parfois de petits lits carbonatés. L'ensemble peut être, par endroit, repris par de petits plis tardifs en chevron.

Les *amphibolites* qui succèdent aux micaschistes à amphibole apparaissent, sur le terrain, très nettement différentes des "chlorito amphibolites" mentionnées plus haut. Ce sont généralement des roches massives de couleur sombre, où les cristaux d'amphiboles sont souvent très bien développés. Leur épaisseur semble inférieure à 50 m. On peut observer au sein de ces roches quelques intercalations de roches claires, parfois blanches (fig. 26, 30, 31). L'épaisseur de ces dernières est très variable ; en général, elle ne dépasse pas quelques millimètres à quelques centimètres. L'ensemble de ces amphibolites est donc très comparable à la formation du Lomnesvola. Précisons enfin que c'est à ce niveau lithostratigraphique que sont localisés les gisements à sulfures de Gressgotvangen et du Veslhøa.

En lame mince, les amphibolites présentent une structure nématoblastique très fréquemment ondulée (plissée). Les minéraux composant la roche sont les suivants : amphibole, feldspath, quartz, chlorite, épidote, minéraux opaques, parfois un peu d'épatite et de calcite (fig. 28, 29, 31, 32).

Les cristaux d'*amphibole* sont de deux types. Une première génération qui souligne les structures de la roche est composée de baguettes dont la taille n'excède guère 0,5 mm de longueur. Le deuxième type d'amphibole est généralement oblique sur les structures antérieures. Les cristaux sont alors le plus souvent poecilites et ils atteignent 2 ou 3 mm.

Le *feldspath* est un plagioclase en petits grains non maclés, rarement altérés. Le *quartz* est en petits cristaux isométriques sensiblement de même taille que celle des cristaux de feldspath (environ 0,1 mm). Ces deux minéraux forment généralement des lits alternant avec ceux d'amphibole.

La *chlorite* est tardive et se dispose en plages polycristallines de 1 à 2 millimètres (fig. 29). L'*épidote* est en petits grains xénomorphes. Les *minéraux opaques* sont le plus souvent automorphes.

Nous reviendrons, au cours de l'étude métallogénique sur la composition des roches formant l'encaissant des minerais.

.../

/...

Le troisième membre de la formation est composé de *micaschistes à grain fin* dont l'épaisseur est voisine de 100 m. Ces roches, qui forment le sommet du Sandvik-kletten se présentent sous la forme d'affleurements compacts où le pendage et la direction des couches sont parfois difficiles à mesurer. Sur les affleurements suffisamment étendus, délaissés par les lichens, on observe généralement des plis d'échelle métrique. On peut distinguer, à l'intérieur de ce membre, deux types de roches, d'une part des *micaschistes à biotite* et à mica blanc qui montrent des surfaces ondulées aux teintes mordorées ; d'autre part, des *micaschistes quartzeux* qui font parfois effervescence. Ces roches alternent l'une avec l'autre, le premier type étant nettement dominant. Le sommet de la formation contient un banc de *grenatite* dont l'épaisseur varie de deux à plusieurs décimètres, ainsi qu'une intercalation amphibolique un peu plus développée.

Les *micaschistes à deux micas* sont le plus souvent à grain fin : les minéraux dépassent rarement 0,5 mm à l'exception toutefois des grenats et des amphiboles qui peuvent atteindre plusieurs millimètres. La structure de la roche est généralement du type *lépidoblastique plissée*. Les minéraux que l'on peut observer, en plus du quartz, du mica blanc et de la biotite, sont les suivants : feldspath plagioclase, chlorite, grenat, amphibole, carbonate, tourmaline, et minéraux opaques (fig. 33, 34, 35 et 36).

Le quartz en petits cristaux isométriques de 0,2 millimètres, forme des lits de 0,5 à 2 mm, alternant avec des zones fortement micacées. Il ne présente pratiquement pas d'extinction roulante.

Les cristaux de *mica blanc* sont rassemblés en gerbes flexueuses d'épaisseur variable (1 à 2mm le plus souvent). Chaque cristal, dont les limites sont parfois difficiles à préciser, ne dépassent guère 0,5 mm de longueur. Les inclusions opaques (graphite ?) de très petite taille (ϵ à 0,1mm), sont très fréquentes et donnent à ces amas micacés une allure "sale".

La *biotite* est pour une part associée au mica blanc décrit précédemment. Pour une autre part, des paillettes de ce minéral sont mêlées au lits leucocrates quartzeux : elles soulignent alors la foliation.

Le *plagioclase* (oligoclase) se rencontre à certains niveaux en quantité notable. Il est alors de taille moyenne (jusqu'à 0,5 mm), et il présente une structure hélicique (fig. 35). Dans ce cas, il est maclé albite. Par contre, certains cristaux non maclés apparaissent dans les lits leucocrates accompagnant le quartz : ils sont relativement peu nombreux. La *chlorite*, dans la plupart des cas, est tardive et oblique sur la foliation. On peut cependant observer des cristaux tordus ; ils remplacent alors la biotite.

Le *grenat* peut être automorphe, ne renfermant que quelques inclusions opaques. Il peut également présenter des inclusions de quartz déterminant une structure sigmoïde : les bordures de cristaux sont alors crenelées (fig. 34).

L' *amphibole*, comme le grenat, n'est qu'un composant occasionnel de ces roches. Les baguettes, poecilites dépassent 1 ou 2 mm. Elles sont en général altérées (fig. 36).

Les carbonates sont représentés par de la calcite dans certains niveaux. Les cristaux sont xénomorphes. Ils constituent, avec la *tourmaline* en petits cristaux automorphes et les minéraux opaques (graphite et minerais) les minéraux accessoires.

/...

Les *micaschistes quartzeux* sont également à grain fin. La structure est granoblastique, discrètement orientée. Les minéraux composant ces roches sont les suivants : quartz, feldspath, calcite, grenat, mica blanc et des minéraux accessoires.

Le quartz en grains hétérométriques (de 0,02 à 0,3 mm) est pratiquement toujours xénomorphe. Il forme, avec le feldspath, des lits de 1 à 3 mm où les cristaux sont engrenés les uns avec les autres.

Le feldspath est un plagioclase (oligoclase ?), très souvent altéré, et rarement maclé. Il présente les mêmes caractères morphologiques que le quartz.

Les cristaux de calcite offrent des contours dentelés ; leur taille est comparable à celle des minéraux précédents (environ 0,2 mm), ils sont très grossièrement alignés selon des lits particuliers.

Le grenat a généralement un aspect squelettique. Il peut former des espèces (sortes) de "bancs" "en pointillé", sensiblement parallèles au litage défini par la calcite.

Les paillettes de mica blanc, peu nombreuses, sont de petite taille (inf. à 0,2 mm). Elles soulignent également le litage général de la roche.

Les minéraux accessoires contiennent de rares grains de tourmaline, des carbonates à contours dentelés (calcite et ankérite probablement), altérés en partie en limonite, et quelques cristaux de sulfures.

• La formation de Rødalskvølve

La formation de Rødalskvølve comprend, à sa base, des micaschistes carbonatés et des micaschistes à grain fin au sommet. Ces deux membres affleurent particulièrement au nord du Sandvikketten, dans le Rødalskvølve, ainsi qu'au nord du Rødalshøa jusqu'à la vallée de la Gløta.

Les micaschistes carbonatés (fig. 37, 38, 39 et 40) succèdent aux micaschistes à grain fin de la formation du Sandvikketten. Leur épaisseur semble voisine de 100 m. On peut les suivre depuis le flanc oriental du Guvketten, à l'ouest, jusqu'à la bordure septentrionale du lac Savalen à l'est. Ils contiennent quelques rares et fines intercalations (décimétriques) d'amphibolite. Un niveau de marbre, situé près de la base, a constitué un bon repère cartographique. Précisons, à ce sujet, que le marbre contient très souvent, mais pas toujours, des cristaux de fuchsite (muscovite chromifère de teinte verte).

Les micaschistes formant cet ensemble sont à peu près homogènes en grand (sur le terrain) mais ils apparaissent comme très différents (hétérogènes) dans le détail. On distingue en effet, des micaschistes à deux micas et à grenat intercalée entre des micaschistes à calcite (carbonatées), et des micaschistes à amphibole.

Les micaschistes à deux micas, ainsi que les micaschistes à amphibole, sont très comparables à ceux que l'on observe dans la formation du Sandvikketten. Remarquons cependant que plusieurs niveaux sont très riches en épidote.

Les micaschistes carbonatés proprement dits ont une structure grano-lépidoblastique, équivalente à grain fin. Ils contiennent : quartz, feldspath, mica blanc, biotite, chlorite, carbonate, épidote et des minéraux opaques.

.../

/...

Le *quartz* est en petits grains isométriques dont la taille est voisine de 0,1 mm. Il forme le pourcentage le plus important de la roche.

Le *feldspath* est un plagioclase acide. Il se présente également sous la forme de petits grains (environ 0,1 mm), qui sont parfois maclés.

Les cristaux de *mica blanc* soulignent la structure lépidoblastique; généralement de petite taille, ils peuvent atteindre 0,4 mm.

La *biotite* est de teinte verdâtre, très fortement pléochroïque. Les paillettes (0,1 à 0,2 mm), sont également alignées selon la foliation.

Les agrégats de *chlorite*, par contre, sont sécants à la foliation. Ils forment des amas parfois tordus, dont la plus grande dimension peut dépasser 0,5 mm.

Les cristaux de *carbonates* sont parfois poecilites et atteignent 1 mm. Ils peuvent contenir des traces brun rouille (oxydes ou hydroxydes de fer ?) le long des clivages mais le plus souvent, ils sont incolores. Ils sont généralement alignés parallèlement à la foliation en lits discontinus. Les cristaux d'*épidote* (S.I.) forment également des alignements discontinus (dont l'épaisseur est moindre cependant). La taille des grains ne dépasse pas 0,1 mm.

Les minéraux opaques, automorphes, sont peu nombreux. Au nord-est de la Rødalskvøve, il apparaît, entre les micaschistes à grain fin, une intercalation importante (plusieurs dizaine de mètres) de *chlorito-amphibolite* compacte. La roche dans laquelle on n'observe pas d'orientation particulière est composée des minéraux suivants : feldspath, biotite, chlorite, amphibole, épidote, rutile et minéraux opaques.

Le *feldspath* est un *plagioclase* (andésine), qui ne présente que de rares macles mécaniques, les clivages en sont généralement bien visibles. L'altération affecte environ la moitié de ces cristaux (0,2 à 0,5 mm).

La *biotite* colorée en brun-vert est pratiquement entièrement transformée en chlorite (les rares cristaux restant montrent un passage continu avec de dernier minéral).

La *chlorite* forme la majorité de la roche (plus de 60 %). Les cristaux souvent tordus, sont groupés en gerbes enchevêtrées les unes dans les autres qui peuvent déterminer des directions (planaires) particulières. La taille de chaque minéral ne dépasse guère 0,5 mm alors que les amas atteignent plusieurs millimètres.

L'*amphibole* présente dans cette roche est généralement hypidiomorphe. Elle est pléochroïque (ng vert-bleuâtre à np jaune-vert). La taille des aiguilles n'est pas supérieure à 1 mm.

Les cristaux d'*épidote* sont rares et de petite dimension (environ 0,1 mm).

Les cristaux de carbonates (calcite probablement) ont des contours dentelés (0,5mm).

Les grains de *rutile* (0,1 à 0,2 mm) sont, relativement, nombreux. Ils sont répartis sans ordre apparent entre les divers minéraux. Les *minéraux opaques*, par contre, sont assez rares.

Les *micaschistes à grain fin* (fig. 41 à 47) qui forment la partie supérieure

.../

/...

de la formation du Rødalskvolve s'étendent largement au nord de la zone que j'ai étudiée depuis le Rødalshøa jusqu'à la vallée de la Gløta. Leur épaisseur est difficile à évaluer (plus de 150 m). Comme dans le cas des micaschistes carbonatés de la base de la formation, le membre supérieur de la succession, homogène en grand est en fait très hétérogène dans le détail (fig. 49). C'est ainsi que l'on observe, intercalés dans les micaschistes à grain fin, de rares zones de micaschistes à amphibole, de micaschistes carbonatés et de micaschistes à biotite. On remarque également des passées peu fréquentes de micaschistes feldspathiques et de chlorito-amphibolite, souvent peu épaisses (fig. 45). Précisons enfin que l'on retrouve à plusieurs niveaux des zones de micaschistes sombres à nodules graphiteux, et qu'un banc de calcaire souvent associé à des roches amphiboliques peut suivre sur la bordure nord-orientale du terrain, depuis l'extrémité nord du lac Savalen jusqu'au lac Sparsjøen ; il est délicat de situer dans la succession lithostratigraphique ce banc calcaire, compte-tenu de la variation des directions des couches d'une part, et de sa position géographique - à la limite de la zone étudiée-d'autre part.

Les micaschistes à grain fin, au sens strict, sont en fait, au point de vue minéralogique, des micaschistes à deux micas et à grenat. A l'affleurement, ces roches se présentent sous la forme de petites falaises qui se fondent dans le paysage. Les micaschistes montrent la plupart du temps des surfaces de foliation brun-mordorées, finement linéées.

Sous le microscope, ces roches ont une structure lépidoblastique plissée très accentuée (fig. 42, 43, et 44). On peut remarquer des lits de taille granulométrique différente ; d'une part, des zones d'épaisseur millimétrique, où la taille des cristaux (essentiellement quartz et biotite), oscille entre 0,2 et 0,3 mm, et d'autre part, des lits de plusieurs millimètres dont chaque élément ne dépasse guère 0,05 mm. Dans l'ensemble de la roche, on observe les minéraux suivants : quartz, feldspath, mica blanc, biotite, chlorite, grenat, tourmaline et minéraux opaques.

Le quartz, en cristaux hypidiomorphes, est parfois discrètement craquelé, il contient souvent de petites inclusions fluides, d'origine secondaire.

Le feldspath est un plagioclase (oligoclase). Les cristaux, peu nombreux, sont subautomorphes, leur taille est de l'ordre de 0,05 mm. Ils sont localisés dans les lits à grain fin.

Le mica blanc est également situé dans les lits à grain fin. Les lamelles de quelques centièmes de millimètres de longueur, contiennent fréquemment des inclusions graphiteuses. Elles soulignent un certain rubanement (schistosité ?) replissé, et elles peuvent être tordues ou cassées dans les charnières des microplis.

La biotite, par contre, occupe indifféremment les zones à grain fin ou les lits à granulométrie plus grossière. Les cristaux (0,5 à 1 mm), sont parfois rassemblés en gerbes : ils semblent correspondre à deux phases au moins de cristallisation.

La chlorite, également groupée en amas de plusieurs millimètres disposée à l'emporte pièce sur toutes les structures anciennes - elle est de cristallisation tardive.

Le grenat est idiomorphe. Les cristaux millimétriques, renferment parfois des inclusions hélicitiques.

Les cristaux de tourmaline sont également idiomorphes : ils sont peu nombreux.

.../

/...

Les minéraux opaques se présentent sous deux aspects. D'une part, ils peuvent être automorphes, il s'agit alors vraisemblablement d'oxyde (ilménite), et de sulfure (pyrite). D'autre part, ils forment de nombreuses "mouches" disséminées dans l'ensemble de la roche : ce pourrait être du graphite.

5°) Conclusions

La succession lithostratigraphique que je viens de décrire rapidement se poursuit au sud du lac Savalen par le groupe du Naustervola (P. MOSSON et al. 1971). Celui-ci se compose de la formation conglomératique de Dølplass et de la formation du Nausterdalen constituée de micaschistes gris dans lesquels on observe parfois un banc de marbre. Cet ensemble, en position synforme, représente la partie supérieure de la succession lithologique de la région.

En comparant les séries décrites par G. QUESNEL (1970) légèrement plus au sud, avec celles que j'ai étudiées à l'ouest du lac Savalen, on constate aisément que nos domaines sont très voisins au point de vue "stratigraphique". On retrouve, en effet, à peu de choses près, la même succession au nord et au sud de l'Einunnfjell.

L'apparition, ou la disparition, de séries telles que les "schistes graphiteux", entre les quartzites de la base, et les alternances de micaschistes et quartzites de la formation d'Einunnfoss, peut s'expliquer par le caractère plastique de ces roches, soumises à des mouvements tectoniques. Il en est de même du niveau de serpentine présent dans le groupe du Lomnesvola (roches vertes) au sud et absent sur mon terrain d'étude.

J'ai déjà souligné (Deuxième partie - Chapitre II - 4°) Présentation du groupe du Rødalshåa), la possibilité de mouvements tangentiels de faible amplitude au sein ou entre les diverses formations, mais je tiens à préciser cependant que la succession lithostratigraphique que je viens de présenter reste, à peu de choses près, constante sur le terrain que j'ai étudié. Les déplacements, relativement tardifs, n'ont donc pas affecté de façon importante cette succession lithostratigraphique.

Je rappellerai enfin que cette série est constituée principalement de méta-sédiments où sont intercalées des roches d'origine probablement éruptive (roche métavolcanique ?).

Nous reviendrons, à la fin de l'étude des diverses formations, sur les corrélations possibles à l'intérieur du Bassin de TRONDHEIM.

CHAPITRE III - LES FORMATIONS SITUEES A L'OUEST DU RØDALEN

1°) Introduction

La limite géographique, bien marquée dans le paysage que constitue la vallée glaciaire du Rødalen, correspond également à une limite géologique importante.

En effet, on ne retrouve pas, dans la partie occidentale, la succession lithologique que l'on peut observer plus près du lac Savalen.

Le tracé des contours de chaque formation est rendu délicat par la relative monotonie des séries, et paradoxalement, par la grande variabilité "ponctuelle" des roches qui les composent. C'est pourquoi j'ai utilisé des surcharges sur la carte. Heureusement, la présence d'un certain nombre de bancs repères suffisamment épars et constants a permis de définir les grandes lignes de la structure. Ces niveaux, essentiellement des amphibolites, ont servi aussi de limites aux différentes formations.

La polarité de l'ensemble est dans la pratique très difficile à établir. C'est la raison pour laquelle les formations que je vais présenter au cours de ce chapitre correspondent uniquement à la succession lithologique reconstituée entre la vallée du Rødalen et les environs du Lac Vesle Marsjøen. Je décrirai donc successivement, d'est en ouest :

- la formation du Rødalen,
- la formation du Brattborren,
- la formation du Grøhnøkvolve.

2°) La formation du Rødalen

La formation du Rødalen affleure de façon inégale depuis la vallée de la Gløta au nord, jusqu'au sud de la vallée du Rødalen sur une largeur inférieure au kilomètre.

Dans la vallée de la Gløta, le passage entre l'ensemble lithologique occidental et la partie ouest de la formation du Rødalshøa se fait par l'intermédiaire de micaschistes, parfois discrètement écrasés. Partout ailleurs, et notamment dans le Rødalen, le contact entre les deux séries est largement masqué par les dépôts quaternaires.

La succession lithologique que l'on peut relever d'est en ouest, dans la formation du Rødalen est la suivante :

- des micaschistes à biotite,
- un conglomérat polygénique,
- un banc de marbre,
- des micaschistes à biotite et grenat,
- des amphibolites associées à des roches de natures diverses (grenatite, "biotitite", etc ...)

Les micaschistes à biotite de la partie orientale ont une structure (grano) lépidoblastique (fig. 50), le plus souvent à grain fin (taille des grains de l'ordre de 0,05 mm). Ils sont composés de quartz, parfois d'un peu de feldspath (plagioclase), de mica blanc, de biotite, de chlorite, de grenat, de minéraux accessoires et de minéraux opaques. De plus, et c'est un point très important à souligner, on peut observer sur quelques échantillons de cristaux de staurotite (fig. 45), généralement poëciliti-

.../

ques, quelquefois associés à des cristaux de *disthène* (fig. 48). On remarque également des intercalations contenant des cristaux d'épidote (zoïsite B) et d'amphibole. Nous reviendrons, au cours de l'étude pétrographique, sur l'importance de la présence de ces minéraux.

Le *conglomérat* n'affleure que sur quelques dizaines de mètres de longueur, dans la partie nord de la Rødalsbekken. Son épaisseur visible est de l'ordre de quelques mètres. C'est un conglomérat polygénique dont les éléments sont formés de micaschistes à grain fin, de quartzites et de micaschistes à biotite ou à deux micas. La taille des galets est variable, de quelques millimètres à quelques centimètres. Ils sont souvent étirés. Le ciment est composé essentiellement de minéraux colorés : chlorite, amphibole et biotite.

Le *banc de marbre*, peu éloigné du conglomérat, est massif. Il atteint également quelques mètres. On peut le suivre depuis le nord de la vallée de la Gløta jusqu'au milieu de la vallée du Rødalen. Il présente un aspect cristallin très net, et il est souvent coloré en vert par de la *fuchsite* (muscovite chromifère).

L'essentiel de la roche est formé de cristaux de *calcite* de taille millimétrique, parmi lesquelles on observe des cristaux de quartz aux contours arrondis de taille plus réduite (de l'ordre du dixième de millimètre). La fuchsite est concentrée dans des lits discrètement ondulés ; ces lits renferment également des grains de minéraux opaques et de brookite (TiO_2).

Il faut rappeler que l'association conglomérat polygénique-marbre à fuchsite a été signalée récemment au sud-ouest du terrain que j'ai étudié, par BERTHOMIER et MAILLOT (1971).

Les *micaschistes à biotite et grenat* (fig. 50) sont les constituants essentiels de la formation du Rødalen. Leur structure est lépidoblastique. On observe également une alternance de lits d'épaisseur millimétrique de composition différente. Les minéraux de la roche sont les suivants : quartz, mica blanc, biotite, amphibole, grenat, tourmaline, épidote, minéraux opaques.

Les cristaux de quartz sont généralement hypidiomorphes ; leur taille est de l'ordre de 0,1 mm, quand ils sont associés aux minéraux phylliteux. Elle peut atteindre un millimètre dans le cas où ils forment des lits indépendants.

Le *mica blanc* se présente sous la forme de porphyroblastes millimétriques fréquemment poëcilitiques. Les cristaux, qui peuvent contenir du zircon, sont le plus souvent sécants sur la foliation générale.

Les cristaux d'*amphibole*, hypidiomorphes sont également poëcilitiques. Ces cristaux peuvent contenir des inclusions d'épidote, de minéraux opaques et de quartz. Leur contour est parfois dentelé. Egalement de taille millimétrique, ils sont peu nombreux.

Comme les minéraux précédents, le *grenat* est hypidiomorphe, et poëcilitique. Les inclusions sont parfois hélicitiques. Les cristaux atteignent 2-3 mm.

L'épidote, la tourmaline et les minéraux opaques sont peu nombreux. Ce sont généralement de petits cristaux.

La partie la plus orientale de la formation du Rødalen est formée d'amphibolite associée à des roches de composition variée, peu épaisses le plus souvent, telles que

des "grenatite", des micaschistes hypermicacés, etc ... C'est dans ce niveau que l'on rencontre certaines minéralisations, que nous étudierons au cours d'un prochain chapitre.

3°) La formation du Brattborren

La formation du Brattborren s'étend depuis la vallée de la Gløta au nord, jusqu'au lac Storbakktjorna, au sud. La limite, au sud de ce dernier, est peu nette, compte tenu du petit nombre d'affleurement et de la disparition des bancs d'amphibolite. D'est en ouest, les meilleures coupes nous sont fournies au niveau de la vallée de la Gløta et légèrement au nord du sommet du Brattborren, en direction du Rundhø.

L'épaisseur de la formation est pratiquement impossible à évaluer (quelques centaines de mètres ?).

Les micaschistes composant la série, forment parfois de petites falaises. C'est le cas notamment du flanc occidental du Storborren où la dénivelée atteint une centaine de mètres. On observe quelquefois un débit en dalle d'épaisseur pluri-décimétrique. L'essentiel de la formation est représenté par des micaschistes à deux micas au sein desquels on peut observer quelques lits cartographiables d'amphibolite à chlorite, mais aussi de nombreuses intercalations peu épaisses de quartzites micaschistes quartzeux, micaschistes à minéraux calcaires, etc ...

Les micaschistes à deux micas (fig. 51), ont une structure très lépidoblastique bien marquée. Ils peuvent être plissotés. Leur grain est moyen, et ils sont généralement de teinte claire. Ils ont un aspect assez massif à l'affleurement.

Leur composition minéralogique est la suivante : quartz, mica blanc, biotite, chlorite, grenat, amphibole, tourmaline, épidote, apatite et minéraux opaques.

Les cristaux de quartz sont hypidiomorphes, ils contiennent parfois des inclusions fluides. Leur taille, assez constante, est de l'ordre de 0,1 à 0,2 mm.

Les grains de quartz peuvent être séparés les uns des autres par des cristaux de mica blanc qui soulignent grossièrement la foliation. La taille de ces minéraux n'excède guère 0,2 mm, mais les amas polycristallins peuvent former des ensembles millimétriques.

Les porphyroblastes de biotite s'étalent en plages poëcilitiques millimétriques à l'intérieur desquelles on peut observer des inclusions de quartz et de zircon.

La chlorite, pour sa part, semble souvent tardive, surimposée aux structures et aux autres minéraux. Elle provient, pour une partie au moins de la transformation de la biotite.

Les cristaux de grenat sont hypidiomorphes, parfois xénomorphes, et poëcilitiques. Ils contiennent du quartz, des minéraux opaques, parfois un peu d'épidote. Leur taille varie entre 0,1 et 2 - 3 millimètres (fig. 53).

L'amphibole existe sous la forme de fantôme squelettique. Les cristaux sont parfois obliques sur la foliation, d'autre fois ils soulignent celle-ci.

La tourmaline, l'épidote et l'apatite sont toujours en petits cristaux,

/...

idiomorphes pour la première, xénomorphes pour les secondes.

Les minéraux opaques sont peu nombreux. La limite occidentale de la formation du Brattborren est marquée par un lit d' *amphibolite à chlorite* (fig. 52), dont l'épaisseur est de l'ordre de plusieurs mètres, et qui se suit depuis l'est, nord-est du Rundhøa jusqu'au lac Storbaaktjørna. Nous reviendrons sur les descriptions de ces roches, ainsi que sur les minéralisations qui les accompagnent au cours de la partie "Métallogénie".

4°) La formation du Grønhøkvolve

La formation du Grønhøkvolve occupe une large surface entre la vallée de la Gløta et les sommets du Treklokkløa et du Snøfonnhøa, en passant par le lac Vesle Marsjøen.

Cet ensemble est formé par une alternance de micaschistes (qui représentent de loin la majorité de la formation) et de lits amphiboliques dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques (1-2) décimètres. Ces zones amphiboliques, en relief sur les surfaces d'affleurement, soulignent des plis d'échelle décimétrique à métrique. Les parties en relief peuvent correspondre également à de petits niveaux de couleur claire ; elles ont alors une composition de tendance quartzitique.

A l'inverse, certains "bancs" (3-10 cm) sont en creux ; colorés le plus souvent en brun jaune, ils contiennent des carbonates (effervescence à l'acide chlorhydrique dilué).

On peut également observer, entre le Gruvkletten et le Treklokkløa un banc de marbre à fuchsite bien cristallisé très comparable à celui de la formation du Rødalen. Il est possible de rencontrer des lits de couleur sombre (gris-noir) dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à quelques mètres, et qui correspondent à des micaschistes graphiteux à grain fin (fig. 56, 57).

Enfin, un banc d'amphibolite sombre, compacte, apparaît légèrement au nord-est du lac Vesle Marsjøen ; il souligne une charnière anticlinale. Il apparaît également des "roches vertes" entre le Grønhø et le Rundhø, près d'une zone minéralisée (éch. 464 c), que nous étudierons ultérieurement.

La formation du Grønhøkvolve est essentiellement composée de *micaschistes à biotite* (fig. 54,55), dont la structure est du type épiblastique plissée. La composition minéralogique de ces roches est la suivante : quartz (mica blanc), biotite, chlorite, amphibole, des minéraux accessoires (apatite, rutile, épidote ?) et des minéraux opaques.

Le quartz est hypidiomorphe. La taille des cristaux varie de 0,05 à 0,3 mm. Ils renferment souvent de petites inclusions fluides.

Les cristaux de mica blanc sont généralement peu nombreux. Au voisinage des lits amphiboliques, ils peuvent être bien développés et poéilitiques. Ils sont associés à la *biotite* qui souligne le litage de la roche. La taille de ce dernier minéral est de l'ordre de 0,5 mm. Le mica noir constitue le plus important des minéraux colorés.

La *chlorite* présente le même faciès que la biotite, dont elle semble parfois provenir. Les cristaux peuvent être tordus ; ils sont le plus souvent cassés dans les charnières des microplis.

/...

/...

Les porphyroblastes d'*amphibole* sont poécilitiques. Les directions des inclusions sont discordantes sur les directions des phyllites extérieures à ces minéraux. On est donc en présence, comme partout ailleurs sur le terrain étudié, de plusieurs périodes de cristallisation métamorphique. La taille des porphyroblastes atteint 2 ou 3 mm. Ils peuvent contenir des cristaux de quartz et de rutile, plus rarement de phyllites. Les minéraux accessoires et les minéraux opaques sont en petits grains le plus souvent xénomorphes (fig. 55).

Les lits *amphiboliques* sont de composition variable. On peut observer d'une part des amphibolites massives et d'autre part, des gneiss à amphibole. Dans le premier cas, la roche est formée d'amphibole, de plagioclase (albite non maclée) de quelques minéraux accessoires et opaques. Dans le second cas, on constate la présence, en plus des minéraux cités précédemment de quartz et de phyllites (biotite et chlorite surtout).

5°) Conclusions

Les formations situées à l'ouest du Rødalen que nous venons d'étudier rapidement s'opposent au point de vue lithostratigraphique, à celles qui sont plus proches du Lac Savalen par un certain nombre de caractères.

Les limites entre les diverses formations proposées sont délicates à mettre en évidence. D'une part, les affleurements sont peu nombreux, et, d'autre part, l'ensemble de cette succession est très monotone. Précisons que vers l'ouest, au delà du Grønhø, on retrouve des micaschistes à biotite et amphibole (où l'on peut observer des intercalations de calcaire sans fuchsite), puis des micaschistes à deux micas parfois légèrement graphiteux et des micaschistes (feldspathiques ?) à grain fin. Tout cet ensemble, y compris les formations du Rødalen, du Brattborren et du Grønhøkvølve, correspondrait à la formation de la saga décrite par BERTHOMMIER et MAILLOT (1971). L'ensemble lithologique occidental est donc essentiellement composé de micaschistes où sont intercalés de petits lits amphiboliques. On y observe de rares intercalations calcaires (à l'est comme à l'ouest), parfois proches d'un conglomérat polygénique. La présence de ces deux niveaux repères laisse supposer que nous sommes en présence de la bordure orientale du "groupe des schistes de la Gula" des auteurs norvégiens (Wolff 1967). Nous reviendrons au cours des prochains chapitres sur la nature du contact entre l'ensemble oriental et l'ensemble occidental, ainsi que sur les diverses minéralisations que l'on peut observer dans ces formations.

CHAPITRE IV - CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DES DIVERSES FORMATIONS

1°) Introduction

L'étude des diverses formations nous a permis de suivre l'évolution lithostratigraphique des roches formant le substratum de la région du lac Savalen.

Nous envisagerons maintenant les corrélations possibles entre ces roches et les séries décrites dans les régions voisines. Dans un premier temps, nous nous occuperons de l'ensemble oriental, en commençant par les termes les plus jeunes, puis nous terminerons par les formations situées à l'ouest du Rödalen.

2°) L'ensemble oriental

Les formations les plus proches du lac Savalen représentent un ensemble lithologique continu au sein duquel on retrouve un certain nombre de niveaux repères caractéristiques.

J'ai reporté, sur le tableau I, un certain nombre de successions lithostratigraphique décrites dans le bassin de TRONDHEIM.

On remarquera tout de suite que le groupe de Naustervola - qui affleure au sud du lac Savalen - peut être mis en équivalence avec la série supérieure de Naustervola décrite par KLEINE-HERING (1969), dans la région d'Alvdal à l'est.

L'équivalence avec la série supérieure de Storhö de la région de Folldal (HEIM 1965) à l'ouest est également probable ; cependant, la position structurale de cet ensemble et l'assimilation par HEIM du conglomérat de Husum au conglomérat de Skardshö de la région de Sel-Vågä (STRAND 1951) m'oblige à émettre certaines réserves. En effet, dans son étude, STRAND (1951, page 20) considère que "la position stratigraphique du conglomérat de Skardshö ne peut pas être établie sans doute". Les études poursuivies actuellement par J.C. GUEZOU et M.J. POITOUT dans la région de Dombås permettront vraisemblablement de préciser cette position lithostratigraphique. Enfin, si nous comparons la composition des groupes de Hovin supérieur (VOGT 1945, CHALOUPSKY 1970) au nord, et de Kjölhaugen au nord-est (WOLFF et AL 1967), avec la composition du groupe de Naustervola, nous pouvons admettre que nous sommes en présence d'un même niveau lithostratigraphique.

La présence, au sommet du groupe du Rödalshöa d'un banc calcaire très comparable à celui que l'on observe dans les séries inférieures de Storhö (dans la région de Folldal) et de Naustervola (dans la région d'Alvdal) ainsi que la composition générale des méta-sédiments composant ces ensembles suggèrent fortement que ceux-ci appartiennent à un même niveau. Les comparaisons avec les régions septentrionales (Hölonde et Meräcker) et orientale (Selvågä) sont plus délicates. L'apparition de conglomérat à la base de ces séries pourrait indiquer que les conditions de sédimentation différaient sensiblement entre ces régions et les environs de l'Einnfjell ; de même, la venue de termes volcaniques acides au sommet du groupe de Hovin inférieur semble être particulière à la région de Hölonde. Par contre, l'intercalation carbonatée, généralement peu épaisse mais caractéristique, se retrouve dans l'ensemble des séries ; de même la composition générale des séries reste à peu près identique, les régions septentrionales recevant une sédimentation détritique plus grossière que celle que l'on peut observer entre Alvdal et Folldal. Je préciserai enfin que toutes ces séries reposent sur un ensemble de roches vertes et de métakéatophyres - parfois associés à des méta-sédiments -.

/...

La constance de ce niveau méta-volcanique (et des roches qui lui sont associées) correspondant aux groupes du Lomnesvola, de Vesleåsen, de Stören et de Fundsjö, indique un événement géologique majeur. Il pose également un problème lithostratigraphique : en effet, il est habituellement admis, dans les études sur le bassin de TRONDHEIM, que ces niveaux correspondent au même âge (supposé Ordovicien Inférieur) et la quasi totalité des essais de corrélations reposent sur cette hypothèse. On peut se demander cependant si ces montées volcaniques ne se déplaçaient pas dans le temps pendant leur déplacement dans l'espace : la surface qu'elles devaient occuper représente plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés ! Je me contenterai de soulever ce problème sans pouvoir y répondre et nous admettrons, pour le moment, que le groupe du Lomnesvola est l'équivalent, au moins sur le plan lithologique, du classique groupe de Stören.

En abordant les relations du groupe de L'Einunnfjell avec ses voisins géographiques, nous sommes obligés de constater que les rapprochements sont beaucoup plus délicats à établir. L'absence de bancs repères dans la série que nous avons étudiée nous interdit de proposer des équivalences : le seul élément positif à notre disposition est la présence d'alternances de micaschistes et de quartzites dans les successions décrites par HEIM et KLEINE-HERING. Au point de vue structural, il est logique de penser que le groupe de L'Einunnfjell représente le soubassement du groupe du Lomnesvola. L'absence de corrélations lithologiques me laisse supposer dès lors que la région de L'Einunnfjell témoigne d'un type de sédimentation original par rapport aux autres séries considérées comme "anté-Stören" (C.A.D. d'âge Cambrien) du bassin de TRONDHEIM.

3°) L'ensemble occidental

Les formations de l'ouest du Rödalen, par contre, avec la présence sur leur bordure orientale de conglomérat et de calcaire au sein de micaschistes de natures diverses, semblent beaucoup mieux correspondre au groupe de Sonvatn (groupe des schistes de la Gula) décrit par WOLFF (1967) dans la région de Meråker. Les équivalences avec le groupe de "Röros" de HEIM et de KLEINE-HERING sont délicates à préciser.

Arrivés au terme de cette étude lithostratigraphique, nous soulignerons donc que la série de L'Einunnfjell présente des caractères originaux à sa base, par rapport aux autres séries décrites dans le bassin de TRONDHEIM, mais qu'après la venue des roches méta-volcaniques du groupe du Lomnesvola, la série se poursuit de façon très comparable au reste du bassin.

L'ensemble occidental, pour sa part, pourrait correspondre à une partie (la partie supérieure ?) du groupe des schistes de la Gula.

Troisième partie : A P E R C U M E T A L L O G E N I Q U E

CHAPITRE I - INTRODUCTION

Les mines de la région de Follidal et de Røros ont eu, et ont toujours, une place importante dans la production de minerai de Norvège. Ce minerai est essentiellement exploité sous la forme de pyrite et de chalcoppyrite, parfois argentifère, dont on extrait le soufre, le cuivre, éventuellement l'argent. Les premières mines de la région ont livré du minerai dès 1748 ; aussi n'est-il pas étonnant de retrouver un certain nombre d'anciennes exploitations sur le terrain que j'ai étudié. Remarquons dès maintenant que ces exploitations ne sont plus en activité.

Je dois souligner ici toute l'aide que m'a apportée A. OVTRACHT au cours des observations au microscope métallographique que j'ai effectuées sur les échantillons de minerai que j'avais rapportés.

Nous avons vu très brièvement, au cours de l'étude lithostratigraphique (chap. 2 et 3), les localisations de ces minerais. Je reprendrai chaque gisement ou groupe de gisement avec un peu plus de détail en étudiant tout d'abord la nature du matériel encaissant puis le minerai proprement dit avant d'envisager les rapports entre l'un et l'autre. J'ai regroupé les différentes minéralisations en deux ensembles selon que les sulfures ou les oxydes avaient un rôle prépondérant. J'essaierai alors de faire la liaison entre cette étude de métallogénie et les ensembles pétrographiques et structuraux.

CHAPITRE II - LES MINÉRALISATIONS A SULFURES DOMINANTS

1°) Généralités - Introduction

Les minéralisations à sulfure affleurent selon des conditions diverses. Le plus souvent, ce sont d'anciennes mines abandonnées depuis plusieurs dizaines d'années. On les rencontre depuis la partie orientale du terrain étudié (mine de Gressgotvangen), jusqu'au nord-ouest du Rødalen (gisement de Søgardsvangen). Leur position lithostratigraphique varie en fonction de leur situation géographique. Nous étudierons les différents gisements en nous déplaçant de l'est vers l'ouest, et du nord au sud.

2°) La mine de Gressgotvangen

Situation géographique

Cette ancienne mine, aujourd'hui noyée, est située au nord du lac Savalen, à deux kilomètres environ à l'est du Bangardsvola. W. MARLOW l'indiquait sur la carte au 1/100.000ème de la région de Folldal dès 1935, mais il n'en faisait pas mention dans le mémoire explicatif accompagnant la carte.

Situation géologique

Le contexte géologique dans lequel se trouve ce gisement est formé par un ensemble lithologique décrit précédemment (chapitre II - 4°) - § 2). Au point de vue de la structure, nous abordons ici la terminaison périclinale orientale de l'anticlinal de l'Einnunfjell. La direction générale des couches est sensiblement nord - nord-ouest, sud - sud-est. Il faut remarquer d'autre part la présence probable d'une faille verticale orientée est-ouest, légèrement au nord du gisement (environ 100 m).

L'encaissant (éch. 240)

La roche encaissante est de couleur verte. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz 15 à 20 %, amphibole 30 à 50 %, biotite < 0,5 %, feldspath < 2 %, chlorite environ 10 %, "épidote" (S.L.) < 1 %, apatite < 1 %, minéraux opaques (minéral) 20-30 %. En fait, le pourcentage de minéraux opaques est très variable.

Le quartz se présente le plus souvent sous la forme de petits cristaux (environ 0,1 mm) aux contours plus ou moins dentelés, amiboïdes qui montrent une extinction roulante. On peut cependant rencontrer des plages monocristallines (env. 1 mm), montrant également une extinction roulante. Le feldspath présent dans la roche est un plagioclase contenant de l'ordre de 10 à 15 % d'An. Les baguettes d'amphibole sont automorphes. Elles atteignent fréquemment plusieurs mm, mais elles sont souvent cassées.

La biotite est présente en petite quantité, parfois elle est en voie de chlorisation.

Les chlorites semblent être d'au moins deux espèces différentes. Une première sorte de chlorite s'étale en grandes plages déformées de couleur vert foncé (pléochroïsme vert-bleu à vert). Une seconde espèce, qui montre un pléochroïsme vert à jaune est surimposée aux structures antérieures, elle serait plus tardive.

.../

/...

L'*épidote*, au sens large, se présente en très petits grains hypidiomorphes, il est possible que plusieurs espèces minérales voisines soient confondues sous cette appellation (zoisite α et β , clinozoisite et pistachite).

La taille des petits grains hexagonaux d'*apatite* est de l'ordre de 0,05 mm.

Le minéral

Le minéral est formé de plusieurs sortes de sulfures et d'oxydes. Selon les zones, les pourcentages relatifs de ces minéraux sont les suivants :

Pyrite (et marcassite) 50 à 70 %, pyrrhotite environ 10 %, chalcopryrite environ 10 %, ilménite 10 à 30 %, magnétite environ 1 à 2 %.

Les observations conjuguées, au microscope en lumière transmise et en lumière réfléchie m'ont permis de préciser les paragenèses successives des minéraux opaques.

La *pyrite* qui provient parfois de la marcassite, semble avoir cristallisé à plusieurs moments. On rencontre en effet des sortes d'infiltration qui s'insinuent entre les différents minéraux et qui s'alignent grosso-modo suivent les plans axiaux des microplis. Ces infiltrations pourraient être syn-tectoniques, ou plus vraisemblablement tardi-tectoniques.

Il existe également des cristaux automorphes de forme cubique, qui semblent, pour une part au moins, postérieurs aux déformations souples. Enfin, des cassures tardives qui recoupent les petits plis souples sont remplies de minéral. On a donc une phase de cristallisation postérieure à cet épisode cassant, où à la limite, contemporaine.

On observe dans la pyrite des inclusions d'ilménite, ainsi que de chalcopryrite. Il est probable que ces minéraux ont cristallisé avant le sulfure de fer.

Il faut souligner d'autre part que la distinction entre pyrite et marcassite n'est pas toujours facile. En effet, on est souvent en présence d'un ensemble cristallin marquant une phase de transformation de marcassite en pyrite.

La *pyrrhotite* est souvent visible près des grandes plages d'ilménite, dont elle renferme des inclusions, on peut donc en conclure qu'elle a cristallisé immédiatement après l'ilménite. Elle est parfois observable sous forme de cristaux hypidiomorphes grossièrement hexagonaux. Il n'est pas rare de rencontrer des inclusions de pyrrhotite dans le quartz.

La *chalcopryrite* apparaît en très beaux cristaux qui présentent souvent des macles polysynthétique (fig. 62). On observe également de très fines inclusions de ce minéral orientées selon des lignes parallèles aux arrêtes des cristaux de magnétite. De plus, comme la pyrrhotite, elle est parfois incluse dans des cristaux de quartz.

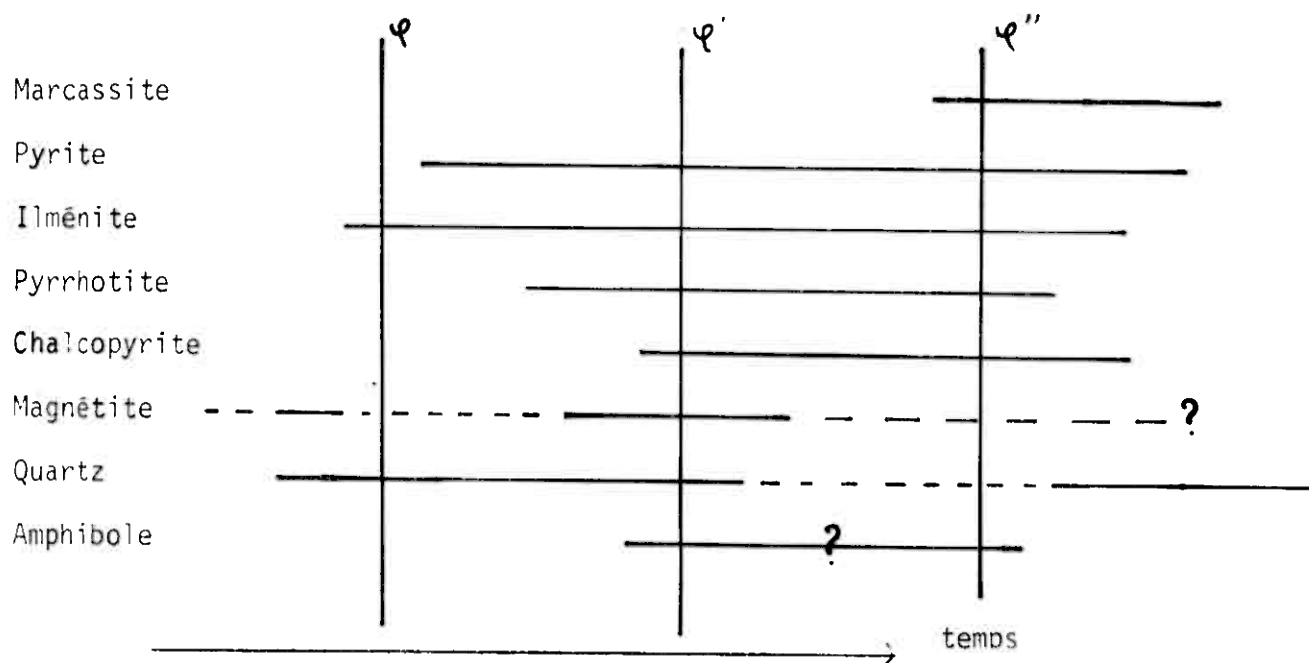
L' *ilménite* s'étale en plages qui sont parfois à peu près automorphes. Elle renferme très fréquemment des inclusions de pyrrhotite et de chalcopryrite en forme de fines lamelles disposées suivant les directions orientées à 120° l'une de l'autre. On retrouve dans l'ilménite des enclaves de pyrite qui pourraient provenir de la transformation de la pyrrhotite.

.../

La *magnétite* paraît avoir cristallisé en plusieurs temps, cela pourrait s'expliquer en fonction des conditions physico-chimiques du milieu (PH , 2H , ...) on aurait eu une alternance de cristallisation entre, d'une part, les oxydes tels que la *magnétite* et d'autre part, les sulfures (*pyrrhotite* et *chalcopyrte*).

Conclusions

La succession des cristallisations n'est pas facile à mettre en évidence, j'ai essayé cependant de résumer les différentes observations et interprétations dans le tableau suivant :



3°) La mine du Veslhøa (151)

Situation géographique

La mine du Veslhøa était une petite exploitation probablement artisanale. Elle est située à 1 km environ à l'est de Rødalsetra, sur le flanc sud - sud-ouest du Veslhøa, à une altitude de 1.020 m. Malheureusement, comme dans le cas précédent, le puits de mine est inaccessible.

Situation géologique

La mine est située dans la terminaison périclinale de l'anticlinal de l'Einnunfjell. La formation dans laquelle se trouve la minéralisation est la même que dans le cas de la mine de Gressgotvängen.

Nature de l'encaissant (éch. 219 - 150 - 153)

Nous retrouvons ici des roches de couleur verte, où l'amphibole a une place prépondérante, mélangées à des roches blanches où de fines aiguilles d'amphibole sont visibles. La composition minéralogique reste sensiblement constante, on retrouve : quartz, feldspath (plagioclase), amphibole, chlorite, épidote, biotite, mica blanc,

/...

carbonate (ankérite ?), minéraux opaques. Je n'ai pas remarqué d'apatite.

Le quartz hypidiomorphe, forme la partie la plus importante de la roche. Les cristaux sont engrenés les uns dans les autres. Ils ne dépassent pas un 1/2 mm dans leur plus grande dimension. Certains cristaux de classe granulométrique à peu près constante paraissent souligner un litage qui pourrait être l'ancienne stratification.

Le feldspath est en très petite quantité. Il s'agit d'un plagioclase contenant à peu près 10 à 15 % d'An. Il est fréquemment en voie de damouritisation. Les macles polysynthétiques sont assez rares.

L'amphibole, est très nettement pléochroïque, vert à jaune - incolore. Elle peut être abondante (éch 152). Sa longueur dépasse alors un demi centimètre. Elle contient parfois des minéraux opaques, ou du quartz ; elle prend alors une allure "squelettique". L'orientation des cristaux d'amphibole, à peu près perpendiculaires les uns aux autres, permet d'émettre l'hypothèse de deux générations de minéraux. Les plus anciens sont parallèles à des "lits" d'épidote (S.P.). Les cristaux qui ont une orientation perpendiculaire recoupent les lits précédents et leur seraient donc postérieurs.

La chlorite est le plus souvent de formation récente. Elle mesure rarement plus d'un millimètre. Ces cristaux sont souvent agglomérés en amas intensément plissés en chevrons. Ils peuvent être associés à des cristaux d'épidote ; ils proviendraient alors, au cours d'une cristallisation tardive, d'une transformation d'amphibole dont on observe des reliques entre les minéraux néoformés.

La biotite est présente dans la roche en faible quantité, au voisinage des cristaux d'amphibole. Elle semble en voie de transformation en chlorite.

Les épidotes (S.l.) sont de plusieurs générations. En effet, on rencontre certains cristaux sous forme "squelettique", alignés selon une direction préférentielle. Ils sont alors incolores, et ils ont des teintes de polarisation anormales bleu sombre, jaune franc (zoïsité ?). Ces cristaux pourraient être contemporains de certaines amphiboles précoces. D'autres cristaux paraissent néoformés, ils recoupent les paillettes de biotite chloritisées.

On peut également observer un carbonate, dont l'habitus est sensiblement le même que celui des épidotes "précoces". Il montre également des vacuoles et il émet des "pseudopodes" selon une orientation (planaire) déterminée. De fort relief, il est coloré en brunâtre et présente parfois des clivages caractéristiques. Sa biréfringence est élevée ; (ankérite, sidérite ?)

De rares cristaux de mica blanc sont visibles dans le feuilletage de la roche.

Le minerai (fig. 64, 65)

Il est constitué par de la pyrite et de la pyrrhotite en quantités à peu près égales.

La pyrite présente des faciès différents selon qu'elle a cristallisé précocement ou tardivement.

Certains cristaux sont hypidiomorphes, ou xénomorphes. On les rencontre épars dans la roche. Ils peuvent être inclus dans des cristaux de pyrrhotite. Parfois, cette pyrite, que je considère comme étant contemporaine d'une phase de cristallisation précoce des sulfures, semble digérer la pyrrhotite (fig. 65).

.../

/...

La pyrite de génération tardive est représentée par des cristaux automorphes dont les directions cristallographiques suivent l'orientation des "clivages" de la pyrrhotite. Dans un cas comme dans l'autre, la plus grande dimension de ces minéraux n'excède guère 0,2 mm.

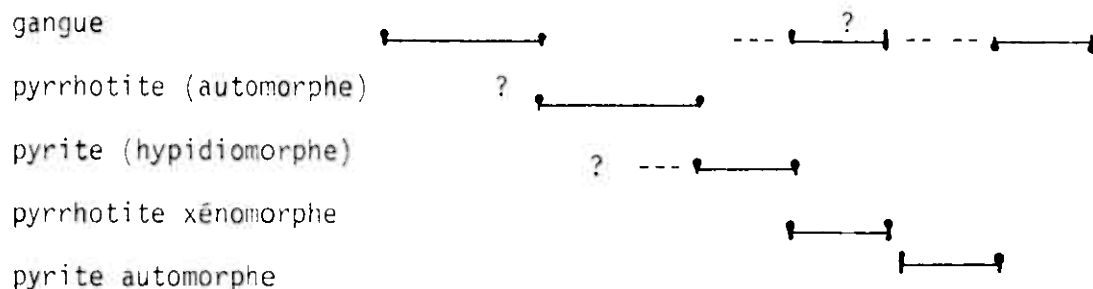
La pyrrhotite montre deux faciès. Le premier, dans l'ordre chronologique, s'exprime sous la forme de rares petits cristaux hypidiomorphes qui renferment parfois des traces de pyrite (fig. 65).

Le plus souvent, cependant, on observe de larges plages de minéral, dont la plus grande dimension atteint parfois un millimètre. Dans ce cas, il est possible de rencontrer des digitations de sulfure de fer remplissant des limites intergranulaires. Je pense que ces cristaux xénomorphes représentent une phase de cristallisation tardive de la pyrrhotite (fig. 64 et 65).

Conclusions

L'étude des recristallisations du minéral et de l'encaissant, au microscope métallographique (en lumière réfléchie), complétée rapidement au microscope pétrographique (en lumière transmise) me permet de proposer la chronologie suivante pour les recristallisations des sulfures.

Après la mise en place d'une certaine paragenèse (non déformée) dans le cas étudié de l'encaissant où les phyllites semblent tardives, la pyrrhotite automorphe cristallise. Ces cristaux sont alors partiellement transformés en pyrite. Puis on assiste à la mise en place de cristaux xénomorphes de pyrrhotite. On retrouve ensuite une nouvelle cristallisation de pyrite automorphe avant une recristallisation des éléments de la gangue (tableau)



4°) Les mines de Rødalsetra

Localisation géographique

Les mines de Rødalsetra sont situées les unes à côté des autres, dans un rayon de 100 à 200 m, sur la retombée nord du Gruvkletten, à l'ouest du terrain étudié. On observe encore des cônes de stérile sur le carreau de la mine, ainsi que des ruines de baraques.

W. MARLOW (1925) précise que la plus vieille de ces exploitations, la "gammel-gruben" (1) avait probablement été exploitée depuis les années 1750-70. Il ajoute que le minéral principal est formé de pyrite avec de la chalcopryrite ("kobberlis").

.../

/...

Contexte géologique

Comme toujours, aucune galerie de mine n'est visible. L'ensemble est partiellement comblé, quand il n'est pas envahi par les eaux. Malgré ces conditions peu favorables, j'ai pu observer que le minerai était le plus souvent en contact avec une amphibolite qui forme la partie la plus importante de la roche encaissante. Il est également possible d'observer des intercalations peu épaisses de roches blanches assez quartzes.

Cette roche verte apparaît, à une plus grande échelle, comme une lentille allongée englobée dans une formation micaschisteuse. L'épaisseur de la lentille est de l'ordre de 80 à 100 m ; j'ai pu la suivre à peu près, compte tenu des affleurements, sur une longueur voisine de deux kilomètres. La direction des couches est sensiblement nord-sud et leur pendage est de l'ordre de 60 ° vers l'ouest.

L'encaissant

Les minéraux qui constituent la roche encaissante sont les suivants : quartz, feldspath, amphibole, micas blancs, biotite, chlorite, minéraux accessoires.

Le quartz est abondant. Il est de forme amiboïde, écrasé. Les cristaux sont engrenés les uns dans les autres. Ils s'étalent largement dans la roche en plages polycristallines dont la plus grande dimension de chaque élément n'excède pas 1 mm ; la taille moyenne se situe aux alentours de 0,4 mm.

Les cristaux de feldspath sont peu nombreux : ils semblent être de type microcline (biaxe négatif finement maclé $n = 1,54$, dans le cas des roches très quartzes). On observe par contre du plagioclase dans les amphibolites (An. environ 10 %).

L'amphibole est en général peu pléochroïque. Les baguettes sont associées en gerbes. Elles sont parfois en voie de transformation en chlorite.

Les sections perpendiculaires à l'axe d'allongement en minerai paraissent présenter une extinction roulante, ce qui n'est pas le cas des baguettes allongées dans le plan de la lame mince.

La muscovite apparaît en petites paillettes parallèle à l'axe C des amphiboles. Elle est parfois plissotée en chevrons. Elle contient alors des inclusions opaques.

Les chlorites peuvent être de deux types. Un de ceux-ci de couleur verdâtre, s'étale de façon quelconque au voisinage des amphiboles, un autre, dont les clivages sont bien visibles, peu coloré, semble plus ou moins plissoté et cassé.

Les minéraux accessoires comprennent de rares cristaux d'épidote et des petits grains d'apatite.

Le minerai (Ech 323)

Il est composé d'une forte proportion de marcassite (env. 99 %), de chalcoppyrite et d'ilménite (fig. 66).

La marcassite est le plus souvent hypidiomorphe, parfois automorphe. La taille des cristaux n'excède pas 1 mm en général. On observe de très fines inclusions et des arrachements orientés suivant des plans cristallographiques préférentiels. Ces inclusions sont formées de quartz pour une part et de chalcoppyrite pour une autre part.

.../

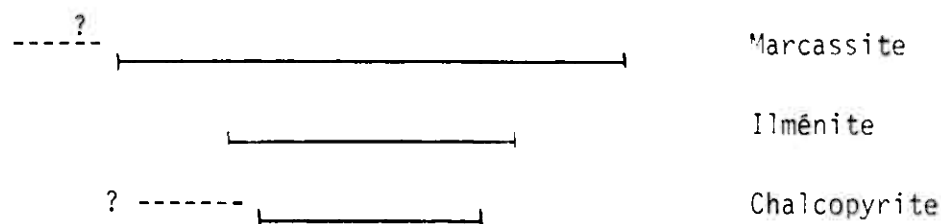
/...

L' *ilménite*, peu fréquente, contient également de petites inclusions de chalcopryrite en forme de gouttelettes.

La *chalcopryrite* se rencontre rarement dans les silicates. Elle est le plus souvent incluse, comme nous venons de le voir, dans les autres sulfures.

Conclusions

Il me semble que la cristallisation de la *marcassite* s'est déroulée pendant un temps suffisamment important pour que les cristallisations de l'*ilménite* et de la *chalcopryrite* aient pu avoir lieu pendant cette période.



5°) Le gisement de Søgardsvangen (éch 310)

Situation géographique

Le gisement est situé à 400 ou 500 mètres au sud-ouest de Søgardsvangen, petit setra avec un enclos au nord du Rødalen (vallée de lacs de l'ouest du terrain étudié).

Contexte géologique

Le minerai affleure dans une excavation sur le flanc de la pente qui descend vers le Borrthaugtjørna. Peut-être s'agit-il d'une ancienne exploitation de faible importance ou plus simplement d'une découverte effectuée à titre d'essai. L'ensemble des roches a acquis une patine rouille mais sur les cassures fraîches on peut remarquer que le minerai est fréquemment situé dans un ensemble chlorito-amphibolitique. De plus, quelques lits melanocrates peu épais (inf. à 0,50 m), composés presque exclusivement de grenats et de biotite, sont intercalés dans les amphibolites. Ces formations sont orientées nord-est - sud-ouest et les couches plongent de 30 ° environ vers le sud-est.

Etude de l'encaissant

J'ai pu observer un certain nombre de minéraux dont les proportions sont très variables selon les zones : quartz, amphibole, grenat, biotite, muscovite, chlorite et divers minéraux accessoires.

Le quartz est généralement idiomorphe, parfois hypidiomorphe. Les dimensions des cristaux se groupent autour de deux pôles 0,1 mm et 1mm. Ces cristaux renferment quelquefois de très petites inclusions opaques ponctuées disposées semble-t-il en réseau.

L' *amphibole* est très peu colorée en vert jaune. Les sections octogonales automorphes de petite taille (inf. à 0,1 mm) sont fréquemment maclées. Il en est de même pour les nématoblastes associés en gerbes qui atteignent 3-4 mm de longueur.

.../

/...

Parmi les phyllites, la *biotite* est représentée par de petits cristaux non altérés, et le plus souvent par des plages de 1 à 2 mm accolées à des micas blancs. Ces plages sont parfois déformées en plis en chevrons. Leur transformation en chlorite est fréquente.

La *muscovite* est parfaitement limpide. Elle forme souvent avec les autres minéraux phylliteux, des bouquets assez peu ordonnés.

Les *chlorites* sont d'origine diverse. Certains cristaux proviennent de la transformation des cristaux d'amphibole. D'autres dérivent des plages de biotite. Une troisième espèce enfin ne semble pas avoir de rapports particuliers avec tel ou tel minéral ; on l'observe à peu près partout dans l'échantillon.

Le *grenat* est généralement hypidiomorphe. Il renferme de rares petites inclusions de quartz. Le plus souvent, il est entièrement enrobé dans le minéral. On peut alors observer, à l'intérieur des cristaux, des structures sigmoïdes, soulignées par de petits minéraux opaques. Sa croissance serait donc synchrone d'un microplissement imprimé dans les lits de minerais. Enfin, il est parfois altéré en chlorite. La mesure de l'indice à l'aide de liqueur et la détermination de la maille par étude en diffractométrie X m'ont permis de préciser qu'il s'agissait probablement d'une espèce s'insérant dans la série *almandin-pyrope*, avec un pourcentage de Fe +++ relativement important, contenant de plus une certaine partie de "composant" andradite.

Les *minéraux accessoires* : sphène, apatite et épidote sont peu fréquents.

Le minéral (éch. 310)

Il est composé de pyrrhotite, de chalcopryrite et de pyrite (fig. 67).

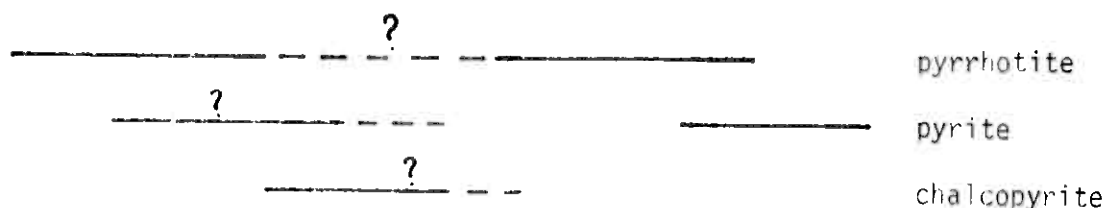
La *pyrrhotite* qui forme à peu près 99% des sulfures est généralement hypidiomorphe. Elle se présente le plus souvent sous la forme d'agrégats polycristallins assez compacts dont chaque élément ne dépasse pas 0,5 mm dans sa plus grande dimension. Elle contient parfois, alignés selon des plans de "clivages", des cristaux de pyrite hypidiomorphes. Le sulfure de fer montre de temps en temps un faciès particulier, constitué par de petits grains qui épousent parfaitement les formes des dernières structures tectoniques souples (microplis). De plus, des cristaux tardifs s'insinuent dans les fractures de la roche.

La *pyrite* se rencontre exclusivement en petits cristaux alignés inclus dans la pyrrhotite. Ces minéraux semblent pousser des digitations selon des directions différentes de celles des alignements mentionnés : il s'agit peut-être de remplissage de microfractures.

La *chalcopryrite* xénomorphe occupe également des zones de remplissage de fracture. Elle est cependant localisée de préférence entre les cristaux de pyrrhotite.

Conclusion

Il me paraît possible d'admettre que la pyrrhotite a cristallisé en plusieurs temps. Les cristaux de pyrite et de chalcopryrite apparaissent probablement entre deux périodes de cristallisation de la pyrrhotite.



.../

6°) Le gisement de l'ouest du Storrborren (éch. 470)

Situation géographique

Ce gisement est situé à 2 km en ligne droite au sud-ouest du précédent, à peu près à égale distance des extrémités occidentales des lacs Borrtjørna et Storbakktjørna.

Contexte géologique

Comme précédemment, le minerai est localisé dans un banc d'amphibolite et de chlorito-amphibolite. Cet ensemble, qu'il est possible de suivre depuis le nord du Rundhø, a été décrit au cours de la deuxième partie (la formation du Brattborren).

L'encaissant (fig. 68, 71)

Les cristaux d'amphibole ne sont pas toujours très visibles dans les roches au contact de la zone minéralisée. On observe alors, plus ou moins imbriquée dans le minerai, une roche qui contient les minéraux suivants : quartz, biotite, mica blanc, chlorite, grenat, épidote.

Le quartz se présente en plages polycristallines. Il montre presque toujours des alignements de ponctuations déterminant un réseau souligné par de très petites inclusions de minéraux opaques.

La biotite (fig. 71), pléochroïque, brune, semble avoir cristallisé en plusieurs temps. On observe en effet des cristaux de mica plissotés en chevrons, notamment dans la masse du sulfure. D'autres cristaux, plus tardifs, occupent les plans axiaux des plis. Ils sont souvent transformés en chlorite.

Le mica blanc qui contient également des petits cristaux de sulfure n'est pratiquement pas déformé. Il pourrait être contemporain des derniers cristaux de biotite.

La chlorite est généralement incolore en lumière naturelle. Elle remplace la biotite plissotée et on retrouve alors des microplis en chevrons (fig. 68). Parfois, on observe les passages entre les cristaux de biotite brune et les cristaux de chlorite incolore par l'intermédiaire de phyllites brun-vert et verdâtre.

Le grenat a un faciès globulaire. Il contient pratiquement toujours des inclusions de minéraux opaques.

Quelques rares cristaux d'épidote (S.1.) sont visibles. Ils semblent plissés et ils renferment également des minéraux opaques.

Le minerai

Il est composé essentiellement par de la pyrrhotite, mais on rencontre également de l'ilménite, de l'arsenopyrite (mispickel), de la chalcoppyrite, de la marcassite et de la stannite (fig. 69).

La pyrrhotite forme environ 98 % du minerai. Elle se présente en agrégats polycristallins assez étendus, chaque élément de l'ensemble ne dépassant pas 0,2 mm dans sa plus grande dimension. On peut reconnaître cependant :

- une "phase" de cristallisation de la pyrrhotite automorphe, parfois incluse dans des cristaux de quartz également automorphes ;

/...

- et une "phase" de cristallisation de la pyrrhotite xénomorphe dans ces cristaux de quartz.

L'arsénopyrite représente à peu près 1 % de la minéralisation. Les cristaux de mispickel, qui ne contiennent à peu près pas d'inclusion, sont souvent automorphes. Ils pourraient être tardifs. Leur plus grande dimension n'excède pas 0,2 mm. On peut observer de plus des cristaux arrondis, peut-être corrodés, très peu anisotropes, et qui pourraient être du glaucodot (1). Ce minéral, squelettique, dessinant des formes automorphes aurait suncristallisé avec la pyrrhotite (1).

Les cristaux d'ilménite dont la taille ne dépasse pas 0,2 mm, présentent des contours arrondis au contact des sulfures, qui seraient dès lors plus récents. Par contre, ils sont automorphes au voisinage des silicates. Les cristaux sont parfois maclés à 120°. On en rencontre parfois quelques gouttes incluses dans la pyrrhotite.

La chalcoppyrite est rarement automorphe. Elle se développe en plages d'assez grande dimensions (jusqu'à 0,5 mm). Elle peut s'infiltrer dans des cassures. Les cristaux sont parfois maclés.

La stannite a été observée sous forme d'une très fine gouttelette comprise entre du mispickel et des silicates.

La marcassite est parfois automorphe. Elle est très peu fréquente.

Conclusions

Les rapports de cristallisation entre les silicates de la gangue et les oxydes et sulfures sont très délicats à établir. Je propose, en ce qui concerne le minerai, le tableau suivant :

pyrrhotite	_____
arsénopyrite	_____
ilménite	_____ - - - ?
chalcoppyrite	_____
stannite	_____ ?
marcassite	_____
gangue (silicates)	_____
	_____ → t

7°) Conclusions sur les gisements à sulfures dominants

Je pense qu'il serait nécessaire de résumer les caractères comparables des différents gisements (dépôts) que nous venons d'étudier avant d'essayer d'établir quels peuvent être les liens génétiques qui les unissent, éventuellement, entre eux.

.../

(1) renseignements de Monsieur A. OVTRACHT.

/...

- la situation "stratigraphique" est différente mais la nature pétrographique (lithologique) de la roche encaissante reste sensiblement identique (type amphibolite).
- la composition chimique des sulfures varie très peu : FeS_2 (pyrite ou plus rarement marcassite) et FeS (pyrrhotite) ; mais les compositions minéralogiques semblent à peu près constantes pour un niveau lithostratigraphique défini. C'est ainsi que les gisements du Veslhöa et de Gressgotvängen livrent des échantillons très comparables où la pyrite et la pyrrhotite coexistent alors que les gisements de Gårdsvängen et du Storborren, situés à l'est du Rödalen sont composés presque exclusivement de pyrrhotite.

La présence des gisements à sulfures est donc liée aux dépôts de certains types de roches (de type volcanique ou volcano-sédimentaire basiques), qui apparaissent à certains niveaux stratigraphiques déterminés. De plus, il est probable, comme semble l'indiquer les phases de cristallisation successives des sulfures et de la gangue que, postérieurement à ces dépôts, les zones minéralisées ont subi, comme les roches encaissantes, les effets du métamorphisme général.

CHAPITRE III - LES MINÉRALISATIONS A MAGNETITE

1°) Généralités

Contrairement à ce que nous avons pu remarquer au sujet des gisements à sulfures, les minéralisations à magnétite sont toutes localisées dans une série lithostratigraphique bien définie, à l'ouest du Rødalen. C'est pourquoi, un certain nombre de gisements équivalents, de caractères pétrographiques identiques, ont été rassemblés dans la description. Nous reviendrons dans les conclusions sur les hypothèses génétiques possibles liées à cette situation géographique et géologique. Nous envisageons successivement les différents gisements, en commençant par les plus méridionaux.

2°) Les gisements du sud du Stroborren

Localisation

Ces gisements situés entre le chalet d'alpage "Hektosetra" et le Storbakktjørna petit lac de montagne distant de 2,5 km environ du Rødalshø qui se trouve à l'est - sud-est.

Situation géologique

La zone minéralisée est comprise dans un ensemble lithologique relativement hétérogène. Cet ensemble micaschisteux décrit au paragraphe 3, deuxième alinéa de la deuxième partie, contient des lits de chlorito-amphibolite, d'amphibolite et de grenatite au voisinage de la zone minéralisée.

L'encaissant (éch. 273,472)

La roche est formée par une alternance de lit (quelques cm) de couleur brun rouge, gris, brun vert et verdâtre. On observe légèrement sécant à ce litage, des filonets (millimétriques) de quartz. A la loupe, on constate que la coloration de la roche varie en fonction de la composition minéralogique :

- . brun rouge : grenat (millimétrique) et phyllites (biotite, mica blanc ?)
- . gris : magnétite (et quelques grenats)
- . brun-vert : amphibole (?) phyllites (chlorite et biotite)
- . verdâtre : quartz, phyllites.

L'étude au microscope des lits de couleur verdâtre a permis de mettre en évidence les minéraux suivants : quartz, feldspath, biotite, mica blanc, chlorite, grenat, divers minéraux accessoires et minéraux opaques.

Ces minéraux déterminent un litage souligné par des alternances de quartz et de phyllites. Le quartz qui forme le fond de la roche, se présente sous forme de cristaux hypidiomorphes, dont la taille varie de 0,1 à 0,5 mm. On peut voir également des veinules, dont l'épaisseur est de l'ordre de quelques millimètres, où les cristaux de quartz atteignent des dimensions plus importantes (2-3 mm).

Le feldspath présent en petite quantité dans la roche contient de petits minéraux phylliteux de relief négatif ($n = 1,54$), il n'est jamais maclé. Il pourrait s'agir de microcline.

La biotite est très pléochroïque : brun vert-jaune à blanc jaunâtre. Elle est souvent associée à des phyllites blanches. Elle est parfois transformée en chlorite. Les cristaux de biotite renferment des inclusions de zircon, particulièrement bien visibles dans les sections parallèles aux faces basales (001).

.../

/...

Le *mica blanc* se présente en fines lamelles peu épaisses. On observe des concentrations désorientées de ces cristaux dans les "zones d'ombre" de minéraux opaques. Ils sont alors associés à des cristaux de chlorite.

Les *chlorites* sont de plusieurs sortes. Une première espèce dérive par rétro-morphose de phyllites préexistantes (biotite). Elle est alors souvent en contact avec des cristaux de biotite qu'elle remplace (pléochroïsme vert pâle à incolore).

Une seconde espèce, de petite dimension est pratiquement incolore en lumière naturelle. Elle est localisée dans les zones d'ombres signalées précédemment.

Un dernier type, enfin, pléochroïque vert jaune à incolore, est franchement postérieur à l'ensemble des minéraux de la roche : il recoupe la foliation. Les cristaux de cette espèce, dont la longueur peut atteindre 1 mm, sont parfois plissotés.

Le *grenat* est le plus souvent automorphe. Les cristaux, dont la taille n'excède pas un millimètre, contiennent des inclusions de minéraux opaques, de quartz et d'épidote.

Les *minéraux accessoires* sont formés de petits grains d'apatite; de zircon ; et de petits cristaux automorphes de tourmaline.

Les lits de couleur brun rouge sont pauvres en espèces minérales, ils contiennent : du quartz (moins de 10%), du feldspath (moins de 3%), du grenat (environ 25 %), des micas (environ 20 %) et des minéraux opaques (environ 40 à 50 %).

L'ensemble de la roche est plissoté en micro plis souples d'amplitude centimétrique soulignés en divers endroits par des filonnets de quartz.

Le *quartz*, hétérométrique, de 0,1 à 0,5 mm) est peu abondant. Les cristaux sont hypidiomorphes. Ils forment des lits polycristallins dont l'épaisseur n'excède pas 2-3 mm en général. Quelques cristaux se rencontrent dans le fond de la roche.

Le *feldspath*, légèrement altéré, ne présente pas de macles. Il est en très petite quantité.

Les cristaux de *grenat* sont automorphes. Leur taille sensiblement constante ne dépasse pas 0,1 mm. Ils englobent parfois des cristaux de phyllites. Ils renferment fréquemment des minéraux opaques (fig. 74).

Le mica est une *biotite* brun vert très pléochroïque. Ces cristaux sont abondants au contact entre les lits quartzeux et l'ensemble formé par les grenats et les minéraux opaques. Leur taille n'excède guère 1 mm. Ils peuvent contenir éventuellement de petits grains de minéraux opaques.

Le minéral

Le minéral est formé essentiellement par de la magnétite, mais on observe également de l'ilménite et de la pyrrhotite.

La *magnétite* paraît avoir cristallisé en plusieurs temps. Les cristaux les plus anciens (phase 1 ?) contiennent des gouttelettes de pyrrhotite, qui semblent avoir été emprisonnées à l'état fluide. Ils renferment également des lamelles d'ilménite. La magnétite la plus récente apparaît le plus souvent sous une forme automorphe.

.../

/...

Certains cristaux de magnétite, automorphes, présentent des cassures où du quartz a recristallisé. Fréquemment, on observe des inclusions de magnétite à l'intérieur du grenat, parfois aussi dans le quartz. Dans le cas du grenat, j'ai remarqué une concentration importante des grains de magnétite au centre des cristaux ainsi qu'une "couronne" située grosso modo à égale distance du centre et de la périphérie. Les gouttelettes de magnétite que l'on peut observer dans le quartz occupent le centre des cristaux automorphes. Ceux-ci sont ceinturés par une nouvelle cristallisation de quartz (toujours automorphe) qui ne renferme pas de magnétite.

L'ilménite se présente sous forme de tablettes dans la magnétite.

La pyrrhotite, en très petite quantité, est également incluse dans les cristaux de magnétite.

On observe de plus, aussi bien dans le minerai que dans la gangue des traces de fractures. Ces traces n'affectent souvent qu'un seul côté des cristaux. Elles sont plus nombreuses près de la zone la plus minéralisée. Compte tenu que ces fractures sont présentes dans tous les minéraux, il est probable qu'elles sont tardives.

Conclusions

Ce gisement se caractérise par l'importance relative de la magnétite sur les autres minerais. On remarque une "inter" cristallisation simultanée étroite entre le minerai et l'encaissant.

Ces cristallisations peuvent être résumées dans le tableau suivant :

magnétite (xénomorphe)	_____		
ilménite	_____	— — — ?	
pyrrhotite	_____		
magnétite (automorphe)			_____
quartz	— ? — — — _____	_____ ?	_____ ?
grenat	— ? — _____		_____

3°) Le gisement à l'est du Storborren (373)

Localisation

Ce gisement situé entre le sommet du Storborren (à l'ouest) et le Djuntjørna, petit lac du Rødalen (à l'est), est à peu près à égale distance (1,5 km) de l'un et de l'autre.

Situation géologique

Nous avons vu, au cours des généralités sur ces minéralisations à magnétite, que l'ensemble des gisements considérés se situait dans une même série lithostratigraphique. Nous sommes ici dans le prolongement des couches qui renferment la minéralisa-

.../

/...

tion décrite précédemment. Précisons cependant que l'affleurement se présente comme une petite falaise (3-5 m) formée par une surface structurale. On peut observer la minéralisation sur quelques décimètres.

Nature de l'encaissant

La roche encaissante est compacte. De teinte sombre, elle est formée, au voisinage du minerai, d'un mélange de roche rosâtre, très riche en grenat, de petite taille, et de roche de couleur verte, qui contient des amphiboles. La foliation de cet ensemble est parfois traversée par des lits (quelques millimètres) de quartz.

L'étude au microscope a montré la présence des minéraux suivants : quartz, grenat, chlorite, biotite, mica blanc, amphibole, apatite, sphène, minéraux opaques.

Le quartz forme à peu près 30 à 40 % de la roche. Il est souvent automorphe, parfois hypidiomorphe. La dimension des cristaux varie entre 0,1 et 1 mm. Ils renferment quelques petits grains d'apatite. Enfin, on peut observer, de temps en temps, une extinction roulante.

Le grenat, très souvent automorphe, peut représenter jusqu'à la moitié de la roche. Le diamètre des cristaux est de l'ordre de 1 à 2 mm. Ils renferment parfois de petits grains de magnétite (fig. 72, 73). On observe fréquemment, en bordure de ces cristaux de grenat, de la chlorite assez fortement colorée, nettement pléochroïque.

La biotite forme 3 à 5 % des cristaux de la roche. Ces micas sont souvent assemblés en amas. De couleur marron-vert "sale", en lumière non analysée, ils sont pléochroïques (marron-vert à jaune incolore). Ils sont souvent tordus, pliés, et ils présentent une extinction ondulante. Les teintes de biréfringence ne sont pas franches.

Les micas blancs sont très rares.

La chlorite est le plus souvent surimposée, aussi bien aux amphiboles qu'aux grenats. Elle est de couleur vert soutenu et le pléochroïsme est bien marqué. Elle se présente aussi bien sous l'aspect de plages monocristallines que sous la forme de rosettes composées de plusieurs cristaux.

L'amphibole, présente dans la roche, diffère des espèces rencontrées précédemment. De relief élevé, elle est pratiquement incolore et ne montre pas de pléochroïsme. On peut y noter la présence de fines macles polysynthétiques, (biaxe négatif, $\gamma \approx 13^\circ$). Les cristaux forment des gerbes dont la dimension n'excède que rarement 2 à 3 mm (il s'agit peut-être de Grunerite ou d'Actinote ?).

Les minéraux accessoires sont représentés par : de l'apatite à peu près automorphe, en petits grains dont la taille est de l'ordre de 0,3 mm ; quelques cristaux d'épidote et du sphène.

Le minerai (fig. 70)

Il est essentiellement composé de magnétite, mais on observe également quelques sulfures (moins de 1% de l'ensemble).

On observe à l'intérieur des cristaux de grenat automorphes (1-2 mm) qui sont dans le minerai, de petits cristaux également automorphes relativement nombreux de magnétite. Cette magnétite, qui semble précoce, contient parfois de très petites inclusions de sulfure : pyrite et chalcoppyrite (?).

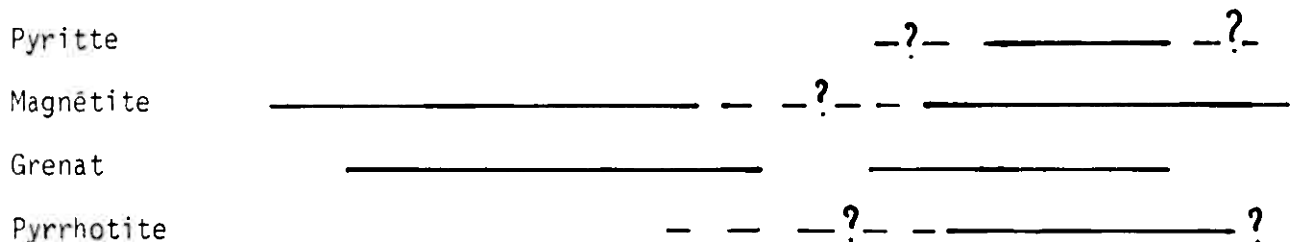
.../

/...

La magnétite, plus tardive, qui entoure les cristaux de grenat, appartient à un faciès différent. Elle se présente en effet, soit sous la forme de cristaux automorphes dont la taille atteint 1 mm, et elle montre alors des figures d'arrachement, soit sous forme de petits grains hypidiomorphes. Cette magnétite renferme parfois de la pyrrhotite, quelquefois aussi de la chalcopryrite. Les cristaux de chlorite contiennent de temps en temps de petits grains de sulfure : essentiellement de la pyrite.

Conclusions

Nous avons vu, comme dans le cas précédemment décrit, que ce gisement se caractérise par l'importance de la magnétite parmi les minerais et que les successions de cristallisation entre les silicates, oxyde et sulfures permettent d'envisager le schéma suivant :



4°) Les gisements situés sur le Rundhø (390-395)

Localisation

Ces gisements sont situés de part et d'autre du Rundhø, à 800 m au sud, sud-est du sommet pour l'un et à 1 km à l'est pour l'autre.

Situation géologique

Ces deux ensembles ont été regroupés parce qu'ils apparaissent dans un même contexte lithologique que l'on peut suivre depuis l'est du lac Borrtjøna jusqu'au nord du sommet du Rundhø, légèrement à l'ouest d'une bande de roches vertes. La partie minéralisée est d'épaisseur variable : de 2 ou 3 décimètres dans un cas (390) à 9 ou 10 décimètres dans l'autre affleurement. En position structurale inférieure, compte tenu du pendage de la foliation, on observe des micaschistes à grenat et des micaschistes quartzitiques sur une épaisseur voisine de 10 m avant de trouver les roches vertes.

Nature de l'encaissant

La roche qui contient le minerai est plus dense que les roches avoisinantes. Elle est de couleur rouille en surface, mais les cassures fraîches permettent d'observer des zones colorées différemment selon la composition minéralogique :

- . gris-noir pour les parties (1-3cm) constituées essentiellement de magnétite,
- . brun-rose vert pour les zones contenant des grenats, des phyllites et quelques cristaux de magnétite,
- . blanchâtre enfin pour les secteurs qui semblent formés de quartz.

.../

/...

Ces différentes parties sont fréquemment recoupées par des filonnets blancs.

L'examen au microscope des lames minces m'a permis de mettre en évidence les minéraux suivants : quartz, feldspath, amphibole, grenat, biotite, mica blanc, chlorite, épidote, apatite, ainsi que des minéraux opaques. Le pourcentage de ces différents minéraux variant de façon importante entre les différentes zones des échantillons étudiés, il aurait été illusoire d'effectuer un comptage des points.

Le quartz, qui peut représenter jusqu'à 70 % des minéraux dans certains secteurs, se présente sous deux formes. De petits grains (0,1 - 0,2 mm) hypidiomorphes, forment le fond de la roche alors que certains cristaux dont la taille atteint 1 à 2 mm, se développent dans des veinules qui paraissent plus récentes (que le fond de la roche). Ces petites veines, dont l'épaisseur n'excède pas 1 ou 2 mm pourraient représenter la trace de petits plans de fractures ou le quartz aurait recristallisé.

Les cristaux de feldspath présents dans la roche ressemblent beaucoup aux grands cristaux de quartz. Ils sont en effet presque toujours limpides, et ils ne présentent pas de macles, mais l'examen en lumière convergente m'a permis de déterminer qu'ils étaient biaxes négatifs. Leur indice est inférieur à 1,54. Il pourrait s'agir de feldspath potassique.

L'amphibole que j'ai observée dans un échantillon (390) était très pléochroïque (vert légèrement bleuté à jaunâtre). Son angle d'extinction est voisin de 10° (hornblende ?). Les baguettes dont la longueur peut dépasser 5 mm contiennent parfois des petits cristaux d'épidote.

Dans un autre échantillon (395), au contraire, les cristaux de relief élevé, sont à peine teintés en jaunâtre et ne sont pratiquement pas pléochroïques. Leur angle d'extinction varie de 10 à 15°. Ils sont biaxes négatifs. Il pourrait s'agir de gunérite ou d'actinote.

Le grenat est le plus souvent de taille millimétrique. Presque toujours automorphes, les cristaux de grenat contiennent parfois de petits cristaux de silicate (phylrites, quartz ...), ainsi que quelques grains de minéraux opaques sans qu'il soit possible d'observer une disposition particulière (couronne ...).

Les trois formes sous lesquelles se présente la biotite pourraient correspondre à trois périodes de cristallisations différentes.

On observe en effet, de grandes lattes de 2-3 mm, pratiquement non déformées qui sont pléochroïques (brun à jaune, incolore). Ces cristaux, dont je n'ai pas remarqué d'orientation particulière contiennent de fines intercalations de minéraux opaques le long des clivages. Ils ont un aspect chagriné qui est vraisemblablement lié à leur début de transformation en chlorite. On les observe généralement au voisinage des cristaux de grenat.

Une deuxième espèce de biotite est composée de petits cristaux (0,2 - 0,3 mm), pléochroïques, (vert à jaunâtre). Une partie de ces cristaux est parfois complètement transformée en chlorite. Ces plaquettes se trouvent presque exclusivement dans la zone quartzo-feldspathique.

La troisième espèce, enfin, est formée de cristaux de taille intermédiaire (environ 0,5 mm), pléochroïque (brun jaune à incolore). Ces cristaux, dont les contours sont le plus souvent soulignés par des exsudats brunâtres sont souvent plissotés. Ils

.../

/...

Ils pourraient être plus anciens que les cristaux décrits précédemment.

Le mica blanc est très fréquent. Il est représenté par de petits cristaux dont la longueur n'excède pas 0,3 mm.

La chlorite (S.1.) peut remplacer partiellement certains cristaux de biotite, ou former des plages (1mm) polycristallines dont les rapports avec les minéraux avoisinants sont difficiles à établir.

L' *épidote* (S.1.) et l' *apatite* se présentent sous forme de petits grains xénomorphes (0,1 mm pour l' *épidote*), ou hypidiomorphes (0,05 mm pour l' *apatite*). Ces cristaux sont le plus souvent regroupés en amas de formes mal définies : ils sont alors associés à des minéraux opaques.

Les minéraux opaques sont presque toujours automorphes. Ils sont souvent accompagnés de minéraux ferrugineux translucides de couleur brunâtre.

Le minéral

Le pourcentage de minéral, sur les sections que j'ai étudiées, n'est jamais très important : il ne dépasse pratiquement pas 50 % de la roche.

La quasi totalité de la zone minéralisée est formée de *magnétite*, mais on peut observer également un peu d' *ilménite* et de *marcassite* (ou de pyrite ?).

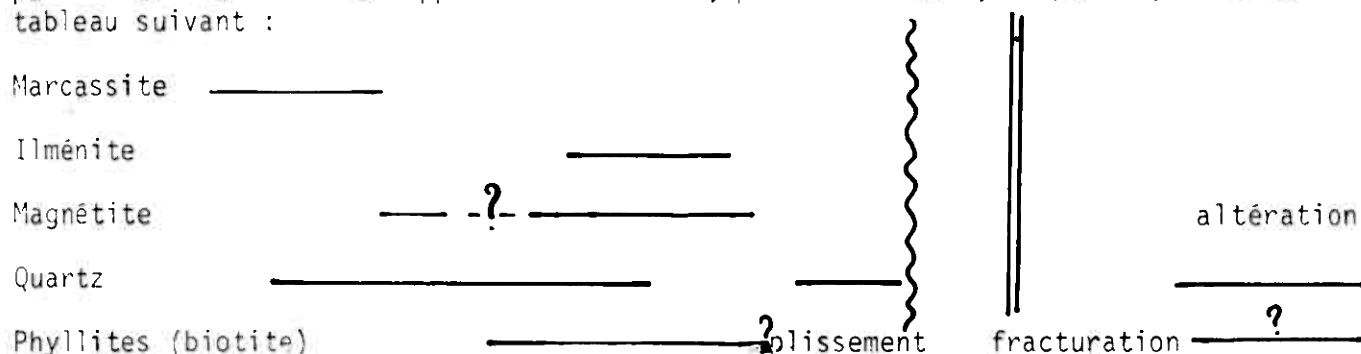
La *magnétite* est très fréquemment automorphe. La taille des cristaux est le plus souvent inférieure à 0,5 mm. Ces cristaux de *magnétite* peuvent être entremêlés avec des cristaux de silicates. Ils contiennent en général de très petites inclusions qui peuvent être de la *marcassite* (ou de la pyrite ?), ou des silicates difficilement déterminables. On observe, de plus, la présence de cristaux de *magnétite* de petite taille, à l'intérieur des cristaux de quartz, et entre les plans de clivage des phyllites. Il n'est pas rare de pouvoir observer des mélanges de *magnétite* et de minéraux d'altération (hydroxydes ?), sans qu'il soit possible de préciser si cette altération est superficielle ou non.

L' *ilménite* est en petits cristaux qui semblent avoir cristallisé à peu près en même temps que la *magnétite*.

La *marcassite* n'apparaît que sous forme de très petites inclusions dans la *magnétite*. Postérieurement à l'ensemble de ces cristallisations on observe un microplissement de tous les éléments suivi par une fracturation de la roche. Ces microfractures sont occupées par des cristaux de quartz.

Conclusions

La succession des cristallisations des oxydes et de la roche encaissante, à partir des observations rapportées ci-dessus, peut se résumer, en partie, dans le tableau suivant :



/...

5°) Le gisement de la Grønhokvolvet (464 c)

Localisation

Le gisement qui sera étudié au cours des prochains paragraphes se situe à l'extrémité nord-ouest de la Grønhokvolvet, à 1 km au sud-ouest du sommet du Rundhø ; c'est-à-dire sensiblement au col entre le Rundhø et le Grønhø.

Situation géologique

La zone minéralisée apparaît, comme nous avons eu l'occasion de le constater déjà souvent pour les autres gisements, au voisinage de roches du type "schistes verts" ou chlorito-amphibolites. Ces roches affleurent sur 10 à 20 mètres, dans une série de micaschistes.

Nature de l'encaissant

La roche qui englobe la partie minéralisée est le plus souvent grisâtre en cassure fraîche. On distingue des passages progressifs entre des zones de couleur gris-métallique où la magnétite est très largement représentée et des zones de couleur verdâtre où l'on reconnaît, à la loupe, des minéraux verts (chlorite ?), de petits grains de magnétite, du quartz, parfois de petits lits d'épidote, ainsi que des cristaux de grenat.

L'étude en lame mince montre une alternance de lits plus ou moins sombres, selon la concentration en minéraux opaques. La structure générale est du type grano-blastique à grain fin. J'ai pu observer les minéraux suivants : quartz (env. 40 à 50 %), feldspath (5 à 10 %), mica blanc (5 à 10 %), chlorite (env. 5 %), épidote (1 à 2 %), apatite (env. 1 %) minéraux opaques (environ 30 %).

Le quartz, comme dans le cas précédent, se présente soit sous forme de petits cristaux (env. 0,2 mm) dans le fond de la roche, soit sous forme de cristaux plus développés (env. 2mm), dans des veinules qui sont le plus souvent séquentes à la lithologie. Ces cristaux présentent fréquemment le phénomène de l'extinction roulante.

Les cristaux de feldspath ont un relief négatif. Ils sont biaxes négatifs.

Le mica blanc observé est de petite taille (lamelles de 0,1 à 1 mm). Il renferme parfois des minéraux opaques, certains cristaux sont tordus.

La chlorite (S.1.) montre un pléochroïsme vert pâle à jaune, parfois même incolore. Elle polarise dans les teintes vert-brunâtre. Les cristaux sont généralement regroupés en amas soulignés selon les plans de foliation.

Les minéraux accessoires sont formés de cristaux d'apatite (sensiblement automorphes, et dont la taille ne dépasse guère 0,1 mm) et de petits grains (env. 0,02 mm) d'épidote (S.1.).

Les minéraux opaques se présentent en petits grains automorphes.

Le minéral

Le minéral est composé de magnétite et d'ilménite. La structure générale de la surface polie étudiée semble indiquer une cristallisation simultanée de l'encaissant et du minéral : les différents cristaux étant imbriqués les uns dans les autres.

Les cristaux de magnétite sont les plus nombreux. Ils sont généralement auto-

.../

/...

morphes et leur taille ne dépasse pas 0,5 mm. Les figures d'arrachement sont fréquentes.

Les cristaux d'*ilménite* sont relativement rares. Ils sont également automorphes. Ces oxydes sont parfois écrasés et laminés.

Conclusions

On peut conclure en constatant que les oxydes et les silicates ont cristallisé à peu près en même temps. Un certain nombre de déformations (laminages) ont dû avoir lieu postérieurement à ces déformations.

6°) Conclusions sur les gisements à magnétite

Les gisements à magnétite que nous venons de passer en revue présentent un certain nombre de caractères communs qui sont les suivants :

- . Localisation géographique particulière à l'ouest du Rødalen,.
- . Composition des zones minéralisées sensiblement identique pour tous les gisements (prédominance importante de la magnétite qui est, en général, automorphe).
- . Présence constante parmi les roches encaissantes de "roches vertes" (amphibolites et chlorito-amphibolites).

J'ajouterai, en plus de tous ces caractères, qu'une carte aéromagnétique aimablement procurée par la Follidal Verk A/S) du secteur où sont situés les gisements étudiés montrait une anomalie particulièrement importante entre le Grønhøkvølvet et le Rødalen.

De l'ensemble des caractères brièvement rappelés ci-dessus, je pense que les zones minéralisées à magnétite sont liées d'une part à la mise en place des "roches vertes" (origine volcanique ou volcano-sédimentaire probable) et d'autre part à des phénomènes tectoniques (contact anormal) qui auraient pu faciliter une concentration postérieure au dépôt. L'importance relative entre la localisation lithostratigraphique et les phénomènes de concentration quant au volume des corps minéralisés me paraît très délicate à établir.

IV - CONCLUSIONS GENERALES (METALLOGENIE)

Nous arrivons maintenant au terme de notre étude sur les zones minéralisées à sulfures et à oxydes. J'ai pu mettre en évidence un certain nombre de faits principaux :

- Les gisements à oxydes et à sulfures forment deux ensembles distincts dont les localisations lithostratigraphiques et géographiques sont en général distinctes.
- Les dépôts situés de part et d'autre du Rørdalen sont de composition minéralogique différente.
- La nature des roches encaissantes est pratiquement toujours du type "roche verte" quel que soit le gisement.
- Les parties minéralisées, comme les roches encaissantes ont subi des transformations minéralogiques et structurales.
- Les gisements sont souvent de faible importance.

La présence de zone minéralisée est donc liée à certains dépôts de type volcanique ou volcano-sédimentaire. Certaines concentrations, à mettre en relation avec certains phénomènes tectoniques (failles, cassures ... ?), ont pu se faire après ces dépôts. L'ensemble des gisements, dont l'intérêt économique est peu important actuellement, compte tenu de leur volume et de leur concentration a subi les effets du métamorphisme général. Nous remarquerons enfin que la composition minéralogique des sulfures (ou des oxydes) est constante dans un même niveau de roche verte et que nous disposons donc là de "traceurs" (à utiliser avec précaution) permettant de distinguer des bancs repères voisins par leur composition en minéraux silicatés.

Quatrième partie : E T U D E D E S D E F O R M A T I O N S

/...

CHAPITRE I - PRESENTATION

J'ai déjà présenté, au cours de la première partie de ce mémoire (§4 - 2 - Evolution des idées ...) les grands traits de la structure du Bassin de Trondheim, ainsi que les hypothèses qui s'y rattachent. Je me limiterai, au cours de cette quatrième partie, à l'étude de quelques unes des déformations qui ont affecté les environs du Lac Savalen. J'envisagerai tout d'abord les déformations de type souple en partant de l'échelle de la carte pour aboutir à celle du microscope. J'essaierai alors de dégager les relations qui peuvent exister entre ces différents niveaux scalaires avant d'aborder les déformations cassantes (également à toutes les échelles). Puis, je tenterai de retracer la chronologie relative de ces différents événements.

Les grandes lignes structurales de la région qui nous intéresse sont relativement simples. Nous sommes en présence de deux grandes unités structurales qui correspondent aux deux principaux ensembles lithostratigraphiques décrits au cours de la seconde partie (l'un à l'ouest est relativement homogène, le second à l'est est plus varié). La partie orientale, représente grosso modo, la terminaison périclinale de l'anticlinal de l'Einunnfjell (accompagnée de ses annexes), alors que la partie occidentale montre une structure d'allure monoclinale.

CHAPITRE II - LES DEFORMATIONS SOUPLES

1°) Les faits à l'échelle de la carte

La seule mégastucture souple d'importance régionale qui apparaisse dans le secteur étudié est l'ANTICLINAL de l'EINUNNFJELL. Cette structure (orientée NNE-SSW), dont on observe des annexes dans toute la partie orientale, se développe très largement vers le sud (P. MOSSON 1970), et l'essentiel des déformations souples de dimension kilométrique étudiée par MOSSON et QUESNEL peut lui être rattaché.

La terminaison périclinale de cet anticlinal s'amorce rapidement au nord du Strålsjöåsan, au niveau de la vallée de l'Hölbekken. On constate alors un changement progressif dans l'orientation des couches dont la direction passe du nord (nord 0°) au nord-ouest, puis à l'ouest. Le pendage varie entre 20 et 40°. On observe ainsi l'ennoyage axial d'une voûte formée par les quartzites de la formation d'Einunnfoss. L'axe de l'anticlinal plonge d'une dizaine de degrés vers le nord 30.

De part et d'autre de la vallée de l'Hölbekken, les alternances de micaschistes et quartzites adoptent un comportement particulier. En effet, si du côté oriental les pendages tournent depuis le sud est jusqu'au nord est (la valeur de ces pendages variant d'une quarantaine à une dizaine de degrés), ils ont une direction "anormale" sur le bord occidental. On retrouve là des pendages voisins de 40° également, mais toujours dirigés vers l'est. Ces directions pourraient s'expliquer par l'existence de plis parasites d'amplitude décamétrique ou hectométrique, affectant un petit nombre d'affleurements, ou par un déversement de la série au voisinage de l'accident qui suit la vallée de l'Hölbekken. On retrouve cependant des directions plus conformes à la structure générale sur les affleurements septentrionaux de cette formation, particulièrement au niveau de la vallée de la Marsjöåa et au voisinage de la Storbekken.

La formation de l'Einunna suit discrètement le mouvement périclinal-anticlinal à l'est, alors que du côté occidental, les affleurements sont trop peu nombreux pour que l'on puisse se prononcer.

Les roches du groupe du Lomnesvola, ainsi que celles de la base de la formation du Sandvikkletten sont en continuité avec les formations précédentes à l'est, alors qu'elles sont en contact anormal au nord et à l'ouest. Nous étudierons ce chevauchement au cours du prochain chapitre.

La structure anticlinale apparaît sur la coupe n° 2, la coupe n° 3 représente plus particulièrement l'ennoyage périclinal, sur sa bordure occidentale. On reconnaît la structure monoclinale du flanc est de l'anticlinal sur la coupe n° 6.

Nous remarquerons la présence, au sein des micaschistes à amphibole de la formation du Sandvikkletten, d'une intercalation d'amphibolite, limitée à la région orientale. Les affleurements que j'ai pu étudier, me laissent supposer qu'il ne s'agit pas d'un ancien pli plat replissé, mais bien d'une intercalation d'origine volcanique ou volcanosédimentaire.

Les amphibolites du milieu de la formation du Sandvikkletten soulignent à nouveau de façon très simple la structure anticlinale au-delà de la zone chevauchante.

Dès que nous aborderons la formation du Rödalskville, par contre, nous verrons apparaître une succession d'anticlinaux et de synclinaux de dimension kilométrique, et

/...

dont les axes sont sensiblement parallèles à celui de l'anticlinal de l'Einnunfjell (NNE). C'est ainsi que l'on rencontre, d'est en ouest, essentiellement marqués par un banc de calcaire métamorphique :

- . l'anticlinal du Fjellbjörna, accompagné d'un discret repli synclinal à l'est;
- . le synclinal du Storgjottjörna, au nord du Sandvikketten, qui fait apparaître les amphibolites situées entre les micaschistes carbonatés, et les micaschistes à grain fin de la formation du Rödalskolve ;
- . l'anticlinal du Rödalskolve, où disparaît le banc de calcaire ;
- . le synclinal du Rödalshöa, dont le coeur est occupé par des amphibolites à chlorite ;
- . et enfin, l'anticlinal du Gammalhöa, dont le flanc occidental redressé (pendage de l'ordre de 50 °) est souligné par des dalles de micaschistes en pendage structural.

Toutes les structures précédentes, qui apparaissent sur le coupe n° 1, sont difficiles à suivre longitudinalement vers le nord, du fait de l'absence de banc repère. Il est vraisemblable qu'elles s'amortissent assez rapidement alors que d'autres anticlinaux et synclinaux, relativement serrés, apparaissent au niveau de la vallée de la Glöta.

Dans l'ensemble occidental, les structures sont généralement monoclinales et les bancs de repères se suivent, sans changer de direction, sur plusieurs kilomètres. C'est ce que j'ai observé dans les formations du Rödalen et du Brattborren. Légèrement au nord du lac Vesle Marsjøen, par contre, j'ai suivi une bande d'amphibolite dessinant une charnière anticlinale. Le flanc occidental de ce pli est décroché par des failles alors que son flanc oriental disparaît très rapidement au contact d'une faille (laminage ? disparition d'origine sédimentaire ?).

La direction de l'axe de cet anticlinal, d'amplitude kilométrique est à peu près nNE. Malheureusement, les mauvaises conditions d'affleurement ne m'ont pas permis de retrouver, dans la formation du Grönhökvolve, de charnière équivalente ; il est probable, cependant, qu'il en existe. Plus au sud, entre le Treklokkhöa et le Rundhöa, on peut observer une succession d'anticlinaux et de synclinaux serrés, sans qu'il soit possible de mettre en évidence de terminaison périclinale.

2°) les petites structures

Les petites structures que j'ai observées sont en général à l'échelle de l'affleurement, parfois à celle de l'échantillon. Je traiterai séparément les monographies d'affleurement d'une part, et l'étude statistique des mesures d'autre part.

Les affleurements

J'ai déjà publié (COLLOMB et QUENARDEL 1971), les principaux résultats de mes observations sur les phases et le style des déformations d'échelle microscopique. J'ai pu observer trois types de plis d'âges différents :

- Une phase de plissement ancien, d'axe orienté grosso modo vers le secteur nord-ouest, s'imprime sous forme de fines linéations par microplissement ainsi que par alignements nématoblastiques d'amphibole (fig. 27,28). On observe également, en de rares endroits, des plis correspondants de dimensions décimétriques à métriques. Ces déformations apparaissent aussi bien dans le secteur oriental (fig. 26,77,78) que dans le secteur occidental (fig. 75). Ce sont généralement des plis plats isoclinaux dont la surface axiale est peu inclinée (fig. 77, 78) ; dans certains cas, cependant, cette surface axiale peut être redressée à la suite de déformations plus récentes (fig. 75). Sur quelques affleurements, enfin, on reconnaît des charnières qui pourraient se rappor-

.../

/...

ter à cet épisode de plissement (fig. 80, 81 ?) et dont l'axe plonge d'une quarantaine à une cinquantaine de degrés vers le nord - nord-ouest. Il est probable que l'apparition de la foliation des schistes cristallins soit sensiblement contemporaine de cette période de déformation, au moins dans la partie située à l'ouest du Rödalen.

- La phase de déformation suivante, dont l'orientation est est à est-sud-est, correspond à un plissement à peu près isopaque. Les plis peuvent être très resserrés (fig. 33) ou relativement ouverts (fig. 40, 58). La présence de charnières incurvées dans leur plan axial permet de supposer que cette déformation était accompagnée, par endroits, d'un léger étirement inhomogène parallèlement à ces plans axiaux (fig. 76, 33). Enfin, on observe sur ces charnières des linéations anciennes replissées parfaitement dépliées.

- Les plissements tardifs sont les plus marqués. Leurs axes sont voisins du nord, nord-nord-est. Qu'ils apparaissent seuls (fig. 13, 28, 47, 79) ou surimposés aux déformations plus anciennes (fig. 26, 76, 77, 78), ils présentent toujours le même style flexural. Au voisinage du Lac Savalen, on observe des plis en chevrons bien marqués, alors que dans la région du Rödalen, ces plis tardifs ont une allure plus souple (fig. 76).

Les diagrammes statistiques

L'utilisation des diagrammes de projection met en évidence d'une part

- les directions de linéation régionale dans un domaine donné, et d'autre part,
- les déformations superposées, sans qu'il soit possible de déterminer avec précision les directions des déformations anciennes.

La mise en évidence de plusieurs phases de déformations nécessite un grand nombre d'observations qu'il est difficile de réaliser lors de la première campagne de travail géologique et un bon nombre de mesures n'ont pas été différenciées (au point de vue de l'âge relatif) sur le terrain. C'est pourquoi je n'ai pas individualisé les linéations des différentes phases par des symboles différents sur les diagrammes et c'est une des raisons également pour lesquelles je n'ai pas pu reporter les directions de linéation sur le schéma structural.

J'ai reporté les mesures sur deux types de réseau. J'ai utilisé tout d'abord la projection stéréographique (canons de WOLFF, hémisphère inférieur) et j'ai tracé les limites des zones d'égale densité, à l'aide du diagramme équiaéral de P. COLLOMB (1967). Cependant, pour certains diagrammes, le nombre de mesures était trop faible pour que les diagrammes statistiques soient véritablement significatifs ; j'ai cru bon de reporter également les mesures sur un réseau SCHMIDT (projection équivalente, hémisphère inférieur), cette projection permet de visualiser plus facilement les concentrations des points reportés. C'est pourquoi on retrouve sur les figures 82 à 86, d'une part des reports de points sur diagramme de SCHMIDT, et d'autre part des diagrammes statistiques issus de réseau de WOLFF. (L'expérience montre, par ailleurs, que dans les cas qui nous intéressent, il n'y a pas une grosse différence entre les lignes d'égale densité tracées d'après les projections stéréographiques et équivalentes). J'ai séparé selon quatre grandes zones réparties d'après les données de la mégatectonique :

- la terminaison périclinale, au sud du chevauchement,
- la région située au nord de la partie chevauchante,
- la partie située dans l'ensemble oriental, mais à l'ouest de la vallée de la Marsjöaa,
- la région située à l'ouest du Rödalen.

Le diagramme correspondant à la terminaison périclinale de l'anticlinal de

.../

/...

l'Einunnfjell regroupe une centaine de mesures (fig. 82). Comme on pouvait s'y attendre, on remarque une forte concentration sensiblement parallèle à la direction de l'axe de l'anticlinal. Il est à noter cependant qu'il existe une dispersion assez importante des points représentatifs. On devine une discrète concentration orientée au N-NO (plissement ancien ?).

Les diagrammes relatifs au nord de la partie chevauchante correspondent à une soixantaine de mesures (fig. 83). Comme dans le cas précédent, on retrouve une forte concentration orientée au nord-est, alors qu'une part importante des points est dispersée sur le diagramme. Là encore, on soupçonne la présence de plissements antérieurs dont il est difficile de préciser la direction.

J'ai traité séparément les mesures que j'ai relevées dans l'ensemble oriental, entre le Gruvkletten et la Marsjöaa (fig. 84). On constate immédiatement, en comparant avec les diagrammes précédents, l'existence d'une concentration importante de points dans le secteur N-NW. D'autre part, les directions de linéation orientées vers le NE sont très peu nombreuses, contrairement à ce qu'on observait dans les cas précédents. Je pense donc que les roches de cette région ont conservé de façon très marquée l'empreinte des phases plicatives anciennes ; il est possible que l'étalement relatif des directions de linéation corresponde à une reprise des déformations par un plissement plus récent orienté sensiblement est-ouest.

J'ai préparé deux diagrammes pour la région située à l'ouest du Rödalen. Le premier (fig. 85) représente un seul affleurement de la formation du Grönhökvolve, situé à 1,5 km environ à l'est - sud-est du lac Vesle Marsjöen. On observe dans ce diagramme une concentration très marquée représentant une phase de plissement tardive : on retrouve là en effet, légèrement décalés vers le nord-ouest, les plis récents dessinés sur la figure 76. Le second diagramme (fig. 86) regroupe plus de deux cents mesures effectuées dans les formations du Rödalen, du Brattborren et du Grönhökvolve. La direction du plissement récent est ici nettement marquée (plongement faible vers le nord - nord-est), et il apparaît également une concentration discrètement étirée dans le quadrans sud-est, pouvant correspondre à la phase plicative la plus ancienne. Le regroupement, au centre du diagramme, semble indiquer que des plissements anciens ont été redressés au cours d'une phase récente.

Le diagramme général (fig. 87) regroupe plus de cinq cents mesures de linéation. Il correspond à la somme de tous les diagrammes précédents, et il est donc logique que l'on y retrouve les mêmes groupements de points : une direction vers le NNE, récente, et une autre dirigée vers le NNW, ancienne. L'absence de points se rapportant à la phase de plissement orientée NNW - ESE, s'explique par le fait que ces déformations sont très difficiles à observer sur le terrain : il n'y a donc pas, ou peu, de mesures correspondantes.

L'utilisation de diagrammes statistiques a donc permis de confirmer l'existence de plusieurs phases de plissement ; les plissements récents (dont les axes sont orientés SSW-NNE) reprenant les déformations anciennes (orientées NNW - SSE). Il est à remarquer cependant que les diagrammes n'ont pas permis la mise en évidence des plissements WNW-ESE. Cette technique est donc un complément à l'étude monographique, indispensable pour démêler les déformations successives.

3°) Les microstructures

A l'échelle du microscope, l'étude des déformations souples, comme celle des déformations cassantes, est difficilement dissociable de l'étude des recristallisations

.../

/...

métamorphiques : c'est pourquoi j'envisagerai rapidement, au cours de ce paragraphe, les microstructures souples ; nous reviendrons sur le rapport entre les déformations et les recristallisations au cours de la prochaine partie.

On retrouve dans les lames minces les mêmes types de déformations que l'on observe sur les affleurements. Le style des plis diffère parfois entre les deux échelles. Ainsi, les plis plats anciens apparaissent également en lame mince et correspondent à des phases de cristallisation anciennes (fig. 30,31, 56 et 57). Parfois, il est difficile de rapporter de légères ondulations à telle ou telle phase de déformation (fig. 13,14,37,59 ...), mais il est très probable que ces microplissements sont anciens, au moins pour une part. Les exemples correspondant aux plissements orientés WNW-ESE sont, comme à l'échelle de l'affleurement, très rares ; seule la figure 33 semble être à rapprocher de cet épisode de déformation. Les microstructures contemporaines des plissements tardifs sont, par contre, beaucoup plus fréquentes. C'est ainsi que l'on peut observer des microplis dans le tissu des roches (fig. 27,28,29,32 et 41), aussi bien qu'à l'échelle du minerai (fig. 68).

4°) Conclusions à l'étude des déformations souples

Je rappellerai, en premier lieu, que les seules mégastuctures observables, compte tenu des conditions d'affleurement sont orientées NNE-SSW, ce qui correspond à la dernière phase reconnue de mini et micro-plissement. On est donc en présence, dans ce cas, d'une homothétie simple entre les petites structures et les mégastuctures. Ce transfert scalaire par contre n'est pas visible dans le cas des plissements anciens ou la limite de similitude entre les microstructures et les déformations de plus grande amplitude est inférieure au décimètre. Il me paraît délicat, enfin, de séparer l'ensemble occidental et l'ensemble oriental au point de vue des microstructures, les observations concernant les phases de déformations les plus anciennes que j'ai pu faire n'étant pas assez nombreuses.

1°) L'échelle mégascopique

A l'échelle de la carte (kilométrique ou hectométrique), on constate l'existence de deux types de déformations cassantes : le premier est à rapprocher des déplacements tangentiels, le second se rapporte plutôt aux failles. Nous étudierons ces déformations successivement.

J'ai séparé, sur la carte, l'ensemble occidental de l'ensemble oriental, par une ligne de "chevauchement important supposé". Pourquoi est-ce un accident "supposé" ? Essentiellement parce que le contact entre les deux unités est pratiquement toujours recouvert par les dépôts récents dans la vallée du Rödalen, les seuls endroits où ce contact est visible sont les vallées de la Glöta au nord, et de la Marsjöaa, à 2 km environ à l'E-S-E du lac Vesle Marsjöen ; on peut alors observer un contact de micaschistes sur d'autres micaschistes, sans qu'il soit possible de conclure à la présence d'un contact anormal. Il existe cependant, à l'échelle de la carte, une discordance cartographique bien marquée au niveau de cette limite ; d'une part, à l'est l'accident recoupe les micaschistes à grain fin et les micaschistes carbonatés de la formation du Rödalskolve; d'autre part, du côté occidental, l'accident est également oblique sur les structures, et il recoupe les formations du Rödalen, du Brattborren (?) et du Grönhök-volve. Enfin, nous avons vu, au cours de l'étude lithostratigraphique, que la composition des différentes formations de part et d'autre de cet accident différait sensiblement.

J'ai émis l'hypothèse d'un "chevauchement important" en me référant essentiellement aux données de la géologie régionale du bassin de TRONDHEIM. L'équivalence entre les formations situées à l'ouest du Rödalen et une partie du groupe des schistes de la Gula, est très probable (on constate en effet la présence de niveaux repères caractéristiques tels que l'association calcaire-conglomérat polygénique au sein d'un ensemble de schistes cristallins relativement monotones dans les deux cas). La majorité des auteurs scandinaves (WOLFF 1967 ...), refusent d'envisager l'hypothèse d'un "lambeau de recouvrement de la Gula", véritable nappe du second genre flottant au centre du bassin de TRONDHEIM, telle que la proposait WEGMANN en 1925. Par contre, les mêmes auteurs assimilent le groupe de la Gula au Cambrien, alors qu'aucun fossile provenant de cet ensemble n'a jamais été signalé à ma connaissance. En constatant la présence d'un contact anormal, à la limite de ce groupe de la Gula, dans la région que j'ai étudiée, je suis tenté de croire, avec E. ZACHRISSON (1972) que le cœur du bassin de TRONDHEIM représente une unité particulière (plus interne ?), reposant sur le complexe de TRONDHEIM. Il est clair, cependant, que les arguments dont je dispose ne me permettent pas de préciser l'ampleur du chevauchement, d'autres études détaillées sont encore nécessaires pour aboutir à une conclusion parfaitement établie.

Le chevauchement qui couronne la terminaison périanticlinale de l'Einnunfjell est plus facile à mettre en évidence, au moins dans sa partie orientale. En effet, on constate dans cette région la présence des roches du groupe du Lomnesvola sur les formations d'Einnunfoss et de l'Einnunna. Ce chevauchement s'amortit rapidement vers l'est, et l'ensemble reprend une position "normale" au niveau du lac Savalen. A l'ouest de la vallée de l'Hölbekken, par contre, les roches vertes du groupe du Lomnesvola disparaissent brutalement. On constate également, malgré le petit nombre d'affleurements, la disparition des amphibolites de la formation de l'Einnunna, ainsi que des micaschistes à amphibole de la formation du Sandvikkletten, qui se suivent sur l'ensemble de la terminaison périclinale, et marquent probablement alors la surface de chevauchement. Ce contact anormal se poursuit ainsi vers le SSW au delà de la vallée de la Marsjöaa. L'ampleur du déplacement tangentiel, dirigé du NNW vers le SSE, peut être évalué, au niveau de la vallée de l'Hölbekken, à 4 ou 5 km.

Les failles de l'ensemble occidental peuvent être séparées en trois groupes. D'une part, celles situées au voisinage de l'extrémité nord du lac Savalen sont à peu

près orientées nord-sud ou NNW-SSE. Ce sont des failles verticales, senestres, dont la composante la plus importante est la composante horizontale (décrochement). Elles sont vraisemblablement contemporaines du chevauchement de la terminaison périclinale : en effet, on peut aisément imaginer que cet accident a provoqué des distensions qui se traduisirent par ces décrochements.

D'autre part, les autres failles de la partie orientale, également verticales, sont postérieures à la mise en place de l'anticlinal. Généralement senestres également, elles sont orientées est-ouest à SSE-NNW. Enfin, je dois souligner, au voisinage de la vallée de la Marsjöaa, la présence de deux failles qui recoupent la surface de chevauchement. La plus occidentale, franchement tardive, se poursuit peut-être jusqu'au "chevauchement important supposé" ; la seconde parallèle à la vallée de l'Hölbekken, empreinte vraisemblablement l'ancienne limite du chevauchement, qui disparaît à cet endroit ; elle représente donc la reprise d'une ancienne zone de fracture.

Les failles de l'ensemble occidental, orientées pour la plupart ESE-WNW à EW sont engénéral dextres. Ce sont le plus souvent des failles (décrochements) sub-verticales dont la composante la plus importante (horizontale) a une valeur peu élevée. On reconnaît également, au nord du lac Vesle Marsjøen, trois failles à peu près N-S, recoupant le flanc occidental d'une terminaison périclinale.

2°) Les échelles mésoscopiques et microscopiques.

Les déformations cassantes d'échelle mésoscopique et microscopique sont relativement peu importantes.

A l'échelle de l'affleurement, on observe parfois des fractures (fig. 13,75 et 78) : elles sont généralement tardives. En ce qui concerne l'ensemble oriental, je rappellerai cependant l'existence au contact entre les groupes du Lomnesvola et du Rödalsjøa de roches broyées. La présence de ces mylonites est parfois accompagnée d'une discordance entre les deux formations visible au niveau de l'affleurement, mais impossible à mettre en évidence à l'échelle de la carte.

Sous le microscope, on peut remarquer quelques fractures (tangentiellles ?) sectionnant des lits de minéraux plissés (fig. 15) mais antérieures aux cristallisations tardives. Certaines cassures affectent seulement les minéraux (fig. 53). Enfin, il est possible d'observer des plis sectionnés tangentielllement en dehors de leurs charnières (fig. 57), et rappelant, à l'échelle microscopique, le type de troncature décrit par F. ELLENBERGER dans les Corbières (1967).

3°) Conclusions à l'études déformations cassantes

L'étude des déformations cassantes permet de souligner l'existence d'un contact anormal important (chevauchement ?) entre deux ensembles lithostratigraphiques distincts. Dans l'ensemble oriental, elle a amené la mise en évidence d'un chevauchement d'ampleur plurikilométrique. Les failles de ce même ensemble, de direction variable, peuvent s'assimiler en général à des décrochements senestres.

Dans l'ensemble occidental, les failles sont le plus souvent orientées ESE-WNW, ce sont des décrochements dextres.

A l'échelle de l'affleurement, on observe quelques cassures dont le rejet est souvent très faible. Elles semblent tardives. A l'échelle microscopique, les fractures que j'ai pu remarquer étaient par contre antérieures aux dernières phases de cristallisation métamorphique. On constate donc l'absence totale d'homologie entre les déformations cassantes d'échelle différentes, dans la région du Lac SAVALÉN.

CHAPITRE IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES DEFORMATIONS

L'étude des déformations souples, puis celle des déformations cassantes, nous a permis de mettre en place les éléments nécessaires pour essayer de retracer la chronologie relative des divers événements tectoniques.

La présence, de part et d'autre du Rödalen, de déformations souples anciennes d'échelle mésoscopique et microscopique (plis plats isoclinaux ...) laisse supposer que la mise en place des deux unités mégatectoniques, orientale et occidentale, était déjà réalisée avant les premières phases plicatives actuellement visibles.

Postérieurement à ces plissements, s'est effectué le bombement de l'anticlinal de l'Einunnfjell, dont on retrouve des répliques, généralement sous forme de chevrons, à l'échelle de l'affleurement. On remarquera cependant, que, malgré l'intense plissement des roches, les contours limitant les formations ont un tracé pratiquement rectiligne : il semble donc que l'on ait une "saute" scalaire entre l'échelle centimétrique ou métrique et l'échelle kilométrique.

A la suite de la mise en place de l'anticlinal de l'Einunnfjell, ou à la fin de celle-ci, la terminaison périclinale est chevauchée par les roches du groupe du Lomnesvåla, dans la partie centrale et par les amphibolites de la formation du Sandvikkletten à l'ouest. Simultanément à ce déplacement tangentiel se produisent des failles décrochantes dans la zone d'enracinement du chevauchement. Enfin, des failles tardives décrochent l'ensemble des formations.

J'étudierai les rapports entre les déformations et les recristallisations métamorphiques au cours de la prochaine partie (pétrographie).

Cinquième partie : P E T R O G R A P H I E

CHAPITRE I - INTRODUCTION

Nous avons déjà eu l'occasion, au cours des études lithostratigraphiques et métallogéniques, de faire connaissance avec certains aspects des roches de la région étudiée. J'essaierai, au cours de cette cinquième partie, de regrouper les diverses observations en me plaçant à un point de vue plus particulièrement pétrographique. C'est ainsi que je reprendrai tout d'abord les diverses espèces minérales en présence dans les roches, avant de tenter de reconstituer la chronologie des recristallisations métamorphiques. J'étudierai enfin, sous un angle essentiellement géochimique, quelques unes des amphibolites et des roches acides qui leur sont associées, réparties dans diverses formations, ce qui me permettra de préciser l'origine d'un certain nombre de ces roches.

L'essentiel de l'étude pétrographique a été mené au microscope polarisant. J'ai pu également faire quelques déterminations plus précises (mesure de $2V$, Ng/c ,) à l'aide d'une platine universelle à cinq axes. J'ai enfin pu effectuer quelques déterminations cristallographiques supplémentaires (dimension de la maille, valeur de la réfringence ...) sur un certain nombre d'échantillons.

CHAPITRE II - LES ESPECES MINERALES EN PRESENCE

J'envisagerai successivement les différents minéraux que j'ai observés, en essayant de préciser dans chaque cas, les espèces minérales ainsi que les différents types ou faciès de chaque espèce.

1°) Le quartz

Le quartz est présent dans la totalité des roches que j'ai rencontrées, à l'exception de quelques amphibolites : c'est donc un constituant important des roches de la région du lac Savalen.

On peut observer différents types de quartz, qui varient par leur forme, leur taille, leur orientation et leur rapport avec les autres minéraux. C'est ainsi que l'on trouve de petits grains inclus dans des cristaux de grenat (fig. 9, 11, 34) ou d'amphibole (fig. 36), qui témoignent d'une période de cristallisation relativement ancienne, alors que certains filonnets semblent plus récents (fig. 32, 46). Dans certains cas, enfin, il est difficile de préciser la chronologie des cristallisations. Nous pourrions admettre cependant, d'une façon générale, que le quartz, de par son abondance et les différents faciès qu'il présente, se développait au cours de l'apparition des paragenèses successives.

Je rappellerai enfin que j'ai pu observer quelquefois des inclusions fluides dans les cristaux de quartz. La répartition, les dimensions et le nombre de ces inclusions me laissent supposer qu'il s'agit d'inclusions secondaires (DEICHA 1955, pages 34-39). La nature même des inclusions n'a pas été étudiée.

2°) Les feldspaths

J'ai pu remarquer quelques cristaux de feldspath potassique dans des micaschistes de l'ensemble oriental, mais ce minéral est assez rare.

Par contre, le plagioclase est relativement plus abondant. On observe essentiellement de petits grains non maclés, relevés par cobration, associés aux cristaux de quartz. Il s'agit surtout d'albite ou d'oligoclase (relief négatif ou nul par rapport au quartz). Certains cristaux apparaissent dans le fond de la roche, aussi bien dans les quartzites (fig. 10), que dans certains micaschistes feldspathiques. On en observe également dans les amphibolites (fig. 18) ou dans les méta-kératophyres quartziques (fig. 19) ; dans cette dernière roche, ils peuvent être associés aux grains de quartz ou former des porphyroblastes maclés.

Il existe des cristaux déformés, montrant parfois une extinction roulante, et des cristaux plus récents, aux contours parfois dentelés (fig. 14), qui contiennent des inclusions hélicitiques de graphite (fig. 14) ou de phyllite (fig. 35).

Il est donc probable que les cristaux de plagioclase ont cristallisé en plusieurs temps, avant, pendant, et après les différentes phases de déformation. Je soulignerai enfin que ces minéraux sont très rarement altérés.

3°) Les amphiboles

J'ai mené l'étude des amphiboles à la fois sous l'angle minéralogique, et sous l'angle "péetrostructural".

La détermination précise des amphiboles nécessite le plus souvent des analyses chimiques (KOSTYUK, 1970), que je n'ai pas pu réaliser. J'ai donc effectué un

certain nombre de déterminations optiques à la platine universelle (mesures de $2V$, N/c) sur des échantillons représentant des espèces minérales supposées différentes d'après des observations en lame mince. En reportant les mesures sur le diagramme proposé par COLLOMB (1970, page 34), j'ai pu ainsi me rendre compte qu'il n'y avait pas de différence importante entre les espèces qui étaient en fait voisines des actinotes ou intermédiaires entre les hornblendes et les actinotes ("hornblende actinolitique") ; j'ai observé également, dans l'ensemble occidental, quelques cristaux pratiquement incolores ne montrant pas de pléochroïsme, il pourrait s'agir de grünerite, associée aux gisements de magnétite.

L'étude des relations entre les cristallisations et les déformations apporte des précisions sur l'âge relatif des amphiboles et des autres minéraux. Je distinguerai deux types de gisement : celui où l'amphibole est un minéral "annexe" (cas des micaschistes à amphibole) et celui où elle représente la plus grande partie de la roche (amphibolite).

Les micaschistes à amphibole (fig. 12, 24, et 25) montrent des cristaux d'amphibole idiomorphes ou hypidiomorphes, poécilitiques qui recoupent certaines structures anciennes (soulignées par des micas). On remarque également des porphyroblastes contenant des structures hélicitiques sur la figure 37. Ces cristaux sont parfois transformés en chlorite. On peut observer également des cristaux déformés et à structure hélicitique, c'est le cas du cristal représenté sur la figure 36, qui présente une extinction roulante ainsi que celui représenté sur la figure 55, dont les structures internes sont discordantes sur les structures externes. On constate donc, dans les micaschistes à amphibole, que la cristallisation des cristaux d'amphibole a pu s'effectuer à deux moments différents au moins : l'un relativement tardif, l'autre situé entre deux phases de déformations souples.

Dans les amphibolites, les amphiboles ont un autre aspect. L'observation à la loupe permet déjà d'observer l'existence d'une linéation par alignement de minéraux (aiguilles d'amphibole), contemporaine d'une phase précoce de plissement et déformée par les plis tardifs en chevron (fig. 28). L'étude en lame mince confirme cette observation, et dans un certain nombre de cas, on peut observer deux générations de nématoblastes différents par leur taille et leur orientation. Les cristaux sont souvent poécilitiques (fig. 18, 29, 32), ils peuvent être en partie transformés en chlorite. Quelques échantillons montrent des plis aigus où les aiguilles d'amphibole sont cassées (fig. 53).

La cristallisation des cristaux d'amphibole présents dans les amphibolites a donc probablement eu lieu en deux temps, le premier serait sensiblement synchrone d'une phase de plissement ancienne, le second serait relativement tardif.

4°) Les grenats

Les cristaux de grenat sont nombreux dans les roches que j'ai étudiées. En l'absence de minéraux sensibles aux variations des conditions thermodynamiques du métamorphisme (silicates d'alumine en particulier), j'ai essayé de préciser la nature des grenats.

J'ai séparé les minéraux à la pince ou par liqueur dense. J'ai calculé la dimension de la maille pour une douzaine d'échantillons pris au hasard parmi les micaschistes des diverses formations. La valeur du paramètre a (Å) de la maille a été obtenu par la relation :

$$d_{hkl} = \frac{a}{\sqrt{h^2 + k^2 + l^2}}$$

.../

d, représente la distance interréticulaire,
h, k, l, correspondent aux indices des plans.

Les mesures de d_{hkl} ont été faites à partir de diffractogrammes réalisés au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de NANCY.

J'ai également mesuré l'indice n de ces minéraux à l'aide de liqueur d'indice connu, au Laboratoire de Géologie I de l'Université de PARIS IV. L'ensemble des résultats est reporté sur le tableau ci-dessous.

Provenance des échantillons

- . 103, micaschistes carbonatés de la formation du Rödalskvolve ;
- . 169, groupe du Lomnesvola ;
- . 175, micaschistes carbonatés de la formation du Rödalskvolve ;
- . 201, micaschistes carbonatés de la formation du Rödalskvolve ;
- . 226, micaschistes à grain fin de la formation du Sandvikklekken ;
- . 243, micaschistes à amphibole de la formation du Sandvikklekken ;
- . 253, formation de l'Eiunna ;
- . 277, formation du Brattborren ;
- . 310-311, formation du Rødalen ;
- . 372, formation du Rødalen ;
- . 453, micaschistes à grain fin de la formation du Sandvikklekken ;
- . MSG, Equivalent, au sud du lac SAVALEN de la formation du Rödalskvolve.

indices Ech.	(400)	(420)	(800)	(840)	n
1 0 3	11,580	11,595	11,608	11,597	1,790 < n < 1,795
1 6 9	11,616	11,615	11,601	11,600	1,790 < n < 1,795
1 7 5	11,580	11,602	11,600	11,616	1,790 < n < 1,795
2 0 1	11,576	11,576	11,582	11,576	1,790 < n < 1,795
2 2 6	11,609	11,618	11,608	11,603	1,790 < n < 1,795
2 4 3	11,592	11,595	11,594	11,598	1,790 < n < 1,795
2 5 3	11,609	11,609	11,597	11,600	1,785 < n < 1,790
2 7 7	11,602	11,602	11,601	11,597	1,790 < n < 1,795
3 1 0	11,609	11,616	11,601	11,600	1,790 < n < 1,795
3 1 1	11,560	11,569	11,566	11,561	1,790 < n < 1,795
3 7 2	11,668	11,654	11,641	non mesur.	1,795 < n < 1,800
4 5 3	11,616	11,618	11,605	11,597	1,790 < n < 1,795
" M S G "	11,588	11,595	11,588	11,597	1,790 < n < 1,795

La mesure de la densité et la composition chimique n'ont pas pu être obtenues, la plupart des cristaux contenant des inclusions dont la proportion était difficile à évaluer. Les résultats obtenus permettent cependant de constater que la série étudiée est relativement homogène. Seules les valeurs correspondant à l'échantillon 372 s'éloignent de façon sensible de la moyenne générale ($\bar{n} = 11,605$). Les résultats, bien qu'insuffisants pour permettre une détermination précise (L. PREVOT 1962) autorisent cependant un rapprochement avec le pôle almandin d'une série almandin-pyrope (WINCHELL 1958).

/...

L'étude au microscope polarisant apporte des indications complémentaires sur les conditions de cristallisation de ces minéraux. Les cristaux de grenat diffèrent sensiblement, tant par leur morphologie que par leurs relations avec les déformations.

Les cristaux sont le plus souvent idiomorphes (fig. 9, 11, 12, 20, 43, 49 ...) et contiennent des inclusions de quartz, de silicates ou de minéraux opaques (fig. 72, 73). On peut observer parfois des cristaux aux contours amiboïdes (fig. 10, 51); ils sont relativement rares.

L'âge relatif des cristallisations est délicat à établir. En effet, on est parfois en présence, pour un même échantillon, d'observations en apparence contradictoires. C'est le cas notamment des figures 11 et 12, illustrant l'échantillon 188. Dans la figure 11, le grenat contient des inclusions hélicitiques en parfaite continuité de part et d'autre du porphyroblaste, ce qui semble indiquer que la cristallisation a eu lieu après la déformation des lits quartzo-épidotiques. Par contre, la croissance du cristal de grenat de la figure 12, qui renferme des inclusions sigmoïdes, serait contemporaine de la déformation. On doit alors admettre, soit que la cristallisation des porphyroblastes de grenat s'est effectuée en deux temps (le premier syntectonique, le second post tectonique), soit que cette cristallisation s'est déroulée pendant un temps suffisamment long pour qu'il y ait eu les deux types de cristallisation. Cette deuxième hypothèse semble confirmée par la figure 54, où l'on peut observer aussi bien une période de cristallisation syntectonique (inclusion sigmoïde), qu'une période de cristallisation statique où le porphyroblaste se développe aux dépens d'un microlite de phyllites.

Il est probable, cependant, que l'apparition de grenat soit liée à plusieurs paragenèses successives : la figure 49 représenterait le résultat d'une cristallisation relativement tardive. Je rappellerai également que certaines déformations (fractures au moins) ont eu lieu après l'apparition de certains porphyroblastes (fig. 53).

Très souvent, enfin, les porphyroblastes ont subi une rétro-morphose en chlorite atteignant certaines parties du cristal (fig. 20) ou le remplaçant complètement (fig. 17).

5°) Les micas

Les micas observés se rapportent à deux types : mica blanc et biotite. Je rappellerai aussi la présence fréquente, dans les roches calcaies ou au sein des lits de quartzites interstratifiés dans les micaschistes, d'un mica chromifère : la *fuchsité*. Ce minéral est parfois plissé ou cassé dans les microplis ; il serait donc antérieur à la dernière phase de déformation, ou, à la limite, synchrone.

Je n'ai pas déterminé avec précision la nature du mica blanc, mais il s'agit probablement de muscovite ou de paragonite, les critères de reconnaissance optique de ces deux minéraux étant très voisins. Il n'est pas impossible que la teneur en K et Na varie en fonction de l'intensité du métamorphisme et que les différentes phases de cristallisation que l'on observe correspondent à diverses espèces minérales. La figure 15 nous montre un exemple de ces paragenèses successives. On remarque, au centre de cette figure, une ancienne génération de mica blanc, plissoté, alors que les lamelles plus récentes (en haut), associées à la biotite, ne sont pas déformées. Les paillettes anciennes contiennent fréquemment des inclusions hélicitiques de graphite (fig. 15, 23, 59) ; elles apparaissent parfois en individus isolés, mais généralement, on observe des amas flexueux, polycristallins (fig. 59).

.../

/...

LA biotite offre des variations de coloration sensibles. La couleur des lamelles varie en effet du brun-jaunâtre (avec un pléochroïsme peu marqué) au brun-vert et même au brun-rouge. Cette variation de couleur correspond vraisemblablement à une variation dans les proportions relatives de TiO_2 , MgO , FeO (HALL 1941), et il est très probable que la variation de composition chimique est à mettre en rapport avec une variation de l'intensité du métamorphisme (BARTH 1936, ENGEL ET ENGEL 1960). J'ai déjà souligné (étude métallogénique, par. 3-4-3) la coexistence, en certains endroits, de plusieurs espèces minérales correspondant à des différences de forme et de couleur des minéraux. On observerait alors les témoins de quelques unes des paragenèses successives.

L'étude des rapports entre les cristallisations et les déformations nous apporte des arguments supplémentaires pour la mise en évidence des différentes phases de cristallisation. C'est ainsi que l'on observe parfois deux générations de biotite (fig. 71), l'une déformée, la seconde intacte. La figure 59 nous montre des paillettes de biotite dont l'époque de cristallisation se situe entre celle du mica blanc et celle de la chlorite. Il est aussi probable (fig. 74) que certains cristaux de grenat ont crû après ceux de biotite, l'inverse étant également possible (fig. 53). Dans un grand nombre de cas, enfin, on observe des cristaux à structures hélicitiques (fig. 14, 15, 23 ...) qui sont relativement tardifs.

Il apparaît donc que l'étude pétrostructurale relative aux micas incline à penser qu'il existe plusieurs paragenèses successives. L'étude purement minéralogique, qui n'a pas été approfondie, semble amener des résultats sensiblement comparables.

6°) Les chlorites

Parmi les minéraux phylliteux étudiés, les chlorites occupent une place relativement importante : on les observe en effet dans la quasi-totalité des roches. Il en existe plusieurs espèces mais la plus fréquente, verdâtre, discrètement pléochroïque et présentant un angle d'extinction assez faible (environ 4-5°) pourrait correspondre à du *clinochlorite*. J'ai observé cependant d'autres espèces, certains cristaux montrant des teintes de biréfringence "anormale" bleu-violacé, (*pennine* ?) d'autres à extinction droite et aux teintes de biréfringence brunâtres (*prochlorite* ?).

Les rapports entre les cristaux de chlorite et les autres minéraux sont de plusieurs types. Dans la plupart des cas, les cristaux de chlorite sont tardifs et parfaitement surimposés aux anciennes structures : ils correspondent alors à une phase de rétro-morphose (fig. 35, 59). Ils peuvent remplacer des cristaux de grenat (fig. 16, 17, 20) ou d'amphibole (fig. 18, 29, 45, 52), parfois de biotite (fig. 52, 71). Dans certains cas, les cristaux de biotite déformés (plis en chevrons) sont progressivement épigénisés par la chlorite et l'on observe les anciennes déformations du mica dans les cristaux néoformés (fig. 68) ("rétromorphose statique" d'après COGNE 1960).

7°) Les silicates de métamorphisme

Les silicates de métamorphisme, considérés habituellement comme des témoins caractéristiques des conditions du métamorphisme, dans la plupart des bâtis cristallophylliens, sont rares dans les roches que j'ai étudiées. Je n'ai observé en effet du *disthène* et de la *staurotide* que dans quelques roches provenant au nord de la formation du Rödalen (ensemble occidental).

La *staurotide* peut apparaître seule (fig. 49), ou avec le *disthène* (fig. 48). Dans le premier cas, le cœur des anciens porphyroblastes est occupé par des restes poéclitiques de *staurotide* encore reconnaissable (fig. 49). La partie centrale est entourée par une couronne de cristaux de biotite. A la périphérie de l'ensemble,

.../

/...

mais dans les limites des anciens porphyroblastes qui devaient être automorphes, on observe un feutrage de minéraux phylliteux incolores. On peut également observer, sur les mêmes échantillons, des paillettes de biotite surimposées aux microplis ; les cristaux de staurotide, par contre, ne semblent pas discordants sur les microstructures. Il est donc probable que la staurotide ne se développe pas en larges porphyroblastes idiomorphes. Elle montre alors des contours dentelés et les cristaux sont xénomorphes, ils sont parfois déformés. Comme dans le cas précédent, cependant, on observe des lamelles de biotite plus récentes.

Le *disthène* a parfois cristallisé dans des filonnets de quartz, il est alors difficile de préciser la date de son apparition par rapport aux autres minéraux. Quand il est associé à la staurotide, il présente des faciès très comparables à celle-ci (fig. 48). Les cristaux peuvent être idiomorphes ou xénomorphes, ils sont de petite taille (0,1 à 0,2 mm) et il est probable qu'ils ont syncristallisé avec la staurotide.

Les silicates de métamorphisme observés appartiennent donc vraisemblablement à une même phase de cristallisation métamorphique, antérieure aux dernières déformations et à la dernière paragenèse à biotite.

8°) Les minéraux accessoires

Je n'ai pas étudié particulièrement les minéraux accessoires présents dans les roches. Parmi ces minéraux, le *sphène*, le *zircon* et l'*apatite* ne m'ont pas apporté d'arguments relatifs aux successions de paragenèses ; la petite taille des cristaux et leur répartition a priori "au hasard" ne permettant pas d'aboutir à des conclusions.

La *tourmaline* est fréquente. Les petits cristaux idiomorphes pourraient avoir (re) cristallisé pendant la dernière phase de microplissement ; ils sont en effet souvent alignés selon les axes de ces microplis.

Les carbonates sont représentés essentiellement par de la *calcite*, mais j'ai pu mettre en évidence également de la *dolomite* (diffractogramme effectué par P. FREYTET). La calcite a probablement cristallisé en plusieurs temps ; certains cristaux, qui peuvent être poéclitiques, montrent en effet, des zones de croissance successives. On remarque également des cristaux dans les charnières des microplis (fig. 42), dont la cristallisation est difficile à replacer dans la chronologie des phases de métamorphisme. Sur les figures 38 et 39, on observe un mélange entre les zones riches en phyllites et en amphibole et les zones carbonatées.

Les *épidotes* que j'ai observées sont généralement incolores et leur teinte de biréfringence sont "anormales" (jaune, bleu violet) (*clinozoïte* ?). Les cristaux sont le plus souvent petits, ils sont parfois inclus dans d'autres minéraux (fig. 11, 12). J'ai également observé de larges cristaux de *zoïsité* B dans des roches provenant de la formation de Rödalen, ainsi que quelques grains montrant un léger pléochroïsme et dont les teintes de biréfringence étaient du type "mantau d'Arlequin" (*épidotes* s.s.?).

Les minéraux opaques ont déjà été étudiés au cours de la partie métallogénique. Je rappellerai seulement ici que les lits formés par les grains de graphite sont déformés par les plus anciens microplissements observables.

CHAPITRE III - ASSOCIATIONS MINÉRALES ET PARAGÈNESES.

1^{re}) Introduction.

Le résultat de l'évolution métamorphique et tectonique des roches que j'ai étudiées est une association de minéraux plus ou moins déformés. J'ai essayé, au cours du chapitre précédent, de démêler l'histoire métamorphique des minéraux constituant ces assemblages. J'adopterai maintenant un point de vue plus général en tentant de séparer, au sein des associations minérales, les minéraux qui ont cristallisé simultanément (formant ainsi des paragenèses successives).

Je n'ai pas jugé indispensable de présenter une carte des faciès métamorphiques pour plusieurs raisons. D'une part, l'existence d'un métamorphisme polyphasé concernant des formations de composition chimique différente rend très complexe l'établissement d'une telle carte; d'autre part, la faible importance des minéraux sensibles aux variations des conditions du métamorphisme ne permet pas de distinguer facilement ces variations d'intensité du métamorphisme.

J'étudierai successivement les différentes phases de cristallisation en commençant par la plus ancienne. Pour chacune de ces phases j'essaierai d'établir les paragenèses correspondant à des compositions lithologiques différentes.

2^o) La première phase de cristallisation.

La première phase de cristallisation (visible) est souvent difficile à mettre en évidence : en effet, l'apparition de nouvelles cristallisations (rétrogrades) tend à diminuer voire même annuler, les résultats de cet ancien métamorphisme.

Dans les micaschistes à biotite de la formation du Rödalen, on peut observer la paragenèse suivante : quartz + muscovite + disthène + staurotite + biotite.

Cette paragenèse est particulièrement intéressante dans la région qui nous intéresse parce que ni Mosson et Quesnel (1970) au Sud, ni Berthommier et Maillot (1971) à l'Ouest n'ont observé de "silicates de métamorphisme" dans les roches qu'ils ont étudiées. Elle nous permet de constater que l'intensité du métamorphisme nécessaire pour l'apparition de cet assemblage, était forte (température variant de 300° à 700 ° selon les auteurs et pressions supérieures à 6 kilobars).

En m'aidant des relations entre les déformations et les recristallisations, je considère que les paragenèses suivantes sont à rattacher à la même phase ancienne de cristallisation métamorphique :

. Micaschistes à grain fin (micaschistes à 2 micas)
quartz + muscovite + biotite + grenat (almandin) (+ plagioclase + épidote)

. Amphibolites
amphibole ("hornblende actinolitique" ?) + plagioclase (+ quartz ?)

. Roches carbonatées
calcite + amphibole ("trémolite actinote" ?) + quartz

. Micaschistes à amphibole (et grenat)
quartz + muscovite + biotite + amphibole ("hornblende actinolitique") + grenat + plagioclase + épidote

. Quartzites
quartz + albite + muscovite + grenat

. Roches à magnétite de la formation du Rödalen
quartz + grenat + amphibole (grunérite ?) + magnétite (+ biotite).

On constate donc que les conditions du métamorphisme n'étaient pas fondamentalement différentes sur l'ensemble du terrain étudié. On remarque cependant que des paragenèses telles que celles apparaissant dans les quartzites, les amphibolites ou les roches carbonatées ne nécessitent pas obligatoirement une intensité de métamorphisme aussi élevée que celle nécessaire à l'apparition de l'association staurotide disthène.

3°) La deuxième phase de cristallisation.

La deuxième phase de recristallisation est caractérisée par des conditions de métamorphisme moins intenses que lors de la phase précédente. C'est ainsi que dans les micaschistes à biotite de la formation du Rödalen l'association staurotide - disthène est remplacée par la paragenèse suivante :

muscovite + quartz + biotite + grenat + épidote (+ chlorite ?).

Dans les autres formations, on observe des paragenèses assez peu différentes de celles caractéristiques de la phase de cristallisation précédente. C'est ainsi que j'ai pu noter :

. Dans les micaschistes à grain fin
quartz + muscovite + biotite + grenat

. Dans les amphibolites
amphibole (actinote ?) + plagioclase (albite ?) + épidote

. Dans les micaschistes à amphiboles
quartz + muscovite + amphibole + grenat + biotite.

Il est difficile de préciser les nouvelles paragenèses des roches carbonatées et des quartzites. Il est vraisemblable qu'elles ne sont pas tellement différentes de celles déjà existantes.

La deuxième phase de cristallisation correspond donc, au moins dans le cas des micaschistes à biotite de la formation du Rödalen, à un métamorphisme rétrograde. Les conditions thermodynamiques nécessaires à ces recristallisations sont difficiles à préciser, les paragenèses observées pouvant apparaître dans un large domaine de température et de pression.

4°) La troisième phase de recristallisation.

La troisième et dernière phase de recristallisation se caractérise sur l'ensemble de la zone étudiée par une rétro-morphose générale. On voit apparaître en effet dans les roches dont la composition chimique le permet des cristaux de chlorite tout à fait tardifs. Il est possible que d'autres minéraux (quartz et micas en particulier) ont syncristallisé avec cette phyllite, mais les compositions de ces dernières paragenèses sont très délicates à établir.

5°) Conclusions.

L'étude des paragenèses nous a permis de constater l'existence d'un métamorphisme polyphasé. La plus ancienne paragenèse actuellement visible correspond aux conditions de métamorphisme les plus intenses. Elle est suivie par une phase d'intensité moyenne. L'histoire des recristallisations métamorphiques se termine par une rétro-morphose générale. Il peut exister, cependant, une (ou plusieurs ?) phase de cristallisation plus ancienne que celles que j'ai décrites. J'ai pu observer, sur un seul échantillon malheureusement, la présence de chlorite qui pourrait correspondre à cette ancienne paragenèse : cette observation demandera à être confirmée. Il est probable malgré tout que les conditions de métamorphismes rela-

tives à une phase de cristallisation ancienne (si elle existe) devraient être moins intenses que celles nécessaires à l'apparition du premier type de paragenèse reconnu ici.

En adoptant un point de vue de classification "figé" on peut préciser que les deux premières phase de cristallisations font partie de la "mésozone" de Grubenmann et Niggli (1924) ou de la "zone des gneiss à deux micas" ("gneiss supérieurs") et des "micaschistes à deux micas" ("micaschistes inférieurs") de Jung et Roques (1936) ou bien encore des faciès "almandin amphibolite" et "green schist" d'Eskola (1939).

Mosson et Quesnel (1970) puis Berthommier et Maillot (1971) situent les roches qu'ils ont étudiées dans les sub-faciès "B1. et 2" et "B. 1. 3" de Winkler (1965). Il est curieux de constater que les paragenèses que j'ai pu observer se placeraient plutôt, en adoptant le même système de nomenclature, dans les sub-faciès "B. 2. 1" et "B. 1. 3". Je ne pense pas personnellement, contrairement à J. Maillot (1971), que la présence ou l'absence de minéraux tels que la staurotite ou le disthène soit uniquement liée à une variation du gradient métamorphique mais plus simplement je crois que la composition chimique des roches qu'il a pu observer ne permettaient pas l'apparition de ces minéraux.

Enfin, il est plus raisonnable, comme le propose Winkler lui-même (1970), de ne pas trop s'enfermer dans une classification rigide et de dire que l'intensité du métamorphisme était moyenne ("médium - stage") ou basse ("low - stage").

CHAPITRE IV - R E L A T I O N S E N T R E L E M E T A M O R P H I S M E E T L E S D E F O R M A T I O N S.

L'étude des déformations (4ème partie) nous a permis de mettre en place différentes structures, depuis l'échelle de la carte jusqu'à celle de la lame mince. Au cours des descriptions des études lithostratigraphiques et métallogéniques ainsi que lors du chapitre sur les "espèces minérales en présence", j'ai eu l'occasion de décrire en détail un nombre important de rapports entre les minéraux et les déformations. Aussi me contenterai-je, dans ce chapitre, de regrouper de façon systématique ces diverses observations.

La superposition de l'histoire tectonique et métamorphique est effective dès l'apparition des premières phases de plissement. En effet, l'existence de nématoblastes d'amphibole parallèles aux axes de plis précoces permet de supposer que la première phase visible de cristallisation est sensiblement contemporaine de la plus ancienne phase (visible) de déformation plicative. La formation de ces plis plats était accompagnée (ou suivie ?) dans les micaschistes d'une cristallisation de paillettes de micas pratiquement parallèles au plan axial. Cette première cristallisation était à peu près parallèle à l'ancien rubannement stratigraphique (sauf au niveau des charnières), ce qui explique qu'elle se soit faite suivant les plans de stratification.

Après ces premières phases de cristallisation et de plissement, le nouvel épisode de recrystallisation déborde vraisemblablement la deuxième phase de déformation. On observe en effet des minéraux qui sont à la fois syn-tectoniques et post-tectoniques (fig. 11, 12, 54).

L'essentiel des recrystallisations métamorphiques est alors terminé. On peut encore observer une phase de plissement en chevron. La rétomorphose finale se surimpose enfin à toutes les structures existantes.

CHAPITRE V - QUELQUES DONNEES GEOCHIMIQUES.

1°) Introduction.

J'ai bénéficié, au cours de mon travail de l'aide du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques du C.N.R.S. (Nancy). C'est en effet dans ce centre, et dans le cadre de la R.C.P. 193, qu'ont pu être effectuées les 18 analyses chimiques de roche totale (éléments majeurs) que je vais présenter maintenant.

Sur le plan pratique, les analyses ont été faites par spectrographie au Quantomètre ARL. Précisons que la totalité de Fe O est dosé comme Fe_2O_3 , et que P_2O_5 n'est pas dosé.

L'intérêt de ces analyses est double : d'une part, elles précisent la détermination de la nature originelle des roches, et, d'autre part, elles permettent de proposer une caractérisation géochimique de certains niveaux.

L'échantillonnage, limité, représente essentiellement les formations situées à l'Est du Rødalen (16 analyses). Il est réparti comme suit :

- Groupe du Lomnesvola (amphibolite et méta-kératophyre "roche blanche") 5 analyses (éch. n° 35, 170, 254, 426, 448).

- Base de la formation du Sandvikketten (chloritoschiste à amphibole) 2 analyses (éch. n° 436, 453).

- Milieu de la formation du Sandvikketten (amphibolite et méta-kératophyre "roche blanche") 7 analyses (éch. n° 67, 143b, 152, 240A, 240B, 241, 427).

- Sommet de la formation du Rødalskvolve (intercalations amphiboliques dans les micaschistes à grain fin) 2 analyses (éch. n° 423 c, 478 C).

Enfin, deux échantillons analysés proviennent de la formation du Rødalen, située à l'Ouest du secteur étudié (éch. n° 310, 376). Les résultats de ces analyses sont figurés dans les tableaux II a.

Je commenterai brièvement ces analyses en utilisant les paramètres de Niggli, ainsi que les diagrammes de H. de la Roche, de B. Moine et de H. de la Roche.

2°) Les analyses pondérales "brutes" et les paramètres de Niggli.

L'examen des résultats bruts des analyses autorise un certain nombre de remarques.

Il apparaît nettement deux grands groupes de roches en fonction de la teneur en silice : d'une part, des roches dont le pourcentage de silice est supérieur à 70, qui correspondent aux "roches claires" décrites lors de l'étude des diverses formations, et d'autre part, des roches, des amphibolites le plus souvent, dont le pourcentage de silice est voisin de 50, à de rares exceptions près.

Cette distinction en deux groupes, compte-tenu de la teneur en silice, apparaît également quand on compare les pourcentages de fer total, de magnésium et de calcium des différentes roches. Notons, dès à présent, que les analyses des échantillons provenant du sommet de la formation du Rødalskvolve présentent des particularités remarquables en ce qui concerne la très faible teneur en Al_2O_3 éch. 423 C), ou en CaO (éch. 478 C).

D'une façon générale, on remarquera le faible pourcentage de potassium, ce qui correspond parfaitement à l'absence de feldspath potassique. On notera également la faible teneur en titane de ces roches.

Avant d'aborder l'étude géochimique par l'intermédiaire des paramètres de Niggli, je soulignerai qu'il est, en général, plus intéressant, pour les calculs pétrochimiques de présenter les résultats des analyses sous la forme de nombre d'atomes (ou de pourcentage en nombre d'atomes) que sous la forme de pourcentage en poids. C'est pourquoi on trouvera, sur le tableau II, les résultats des analyses chimiques données en milliatomes.

J'ai reporté, sur les quatre diagrammes du tableau III les valeurs des quatre paramètres fondamentaux de Niggli (al, alk, c et fm) en fonction du paramètre si.

L'analyse de ces différents diagrammes montre une certaine homogénéité autour des deux pôles; l'un basique (de composition voisine des basaltes), vers la gauche, l'autre à tendance nettement acide, vers la droite. Il apparaît cependant un certain nombre de particularités que j'essaierai d'expliquer maintenant en replaçant les différentes analyses dans chaque ensemble lithostratigraphique.

Les roches du Groupe du Lomnesvola correspondent bien aux deux ensembles soulignés précédemment; il faut remarquer cependant le faible décalage du point représentatif de l'échantillon 254 vers la gauche par rapport au groupe des roches acides. Ce déplacement (du point représentatif) pourrait correspondre à une très légère contamination due à la présence de fines passées amphiboliques dans les roches claires.

Une des roches de la base de la formation du Sandvikkletten présente également une particularité. En effet, le point représentatif de l'échantillon 436 est déplacé vers la droite par rapport au pôle des roches basiques; on peut concevoir ici une contamination des amphibolites par des roches acides ou tout simplement par des métasédiments relativement calciques comme semble l'indiquer le diagramme c en fonction de si. On remarquera, pour l'échantillon 453, l'importance relative de al.

Les six échantillons représentants les amphibolites du milieu de la formation du Sandvikkletten forment un groupe très homogène au sein de l'ensemble des roches basiques. La seule analyse de roches claires (éch. 240 b) peut s'apparenter à l'ensemble des roches acides, peut-être aussi avec une discrète contamination basique.

Les roches provenant du sommet de la formation du Rødalskvolve, dont on a déjà souligné l'originalité lors des commentaires sur les résultats de l'analyse pondérale, montrent ici une individualité très marquée. On peut d'ores et déjà admettre que chacune d'entre elle appartient à un groupe géochimique distinct, à première vue sans rapport direct avec les autres séries.

Les amphibolites de l'Ouest du Rødalen s'intègrent parfaitement, pour leur part, dans l'ensemble des roches basiques.

L'étude des analyses pondérales et des diagrammes de Niggli permet ainsi de préciser que la majorité des amphibolites étudiées ont une composition chimique voisine de celle des roches éruptives basiques (basaltes, spilites, avec cependant des exceptions pour les échantillons provenant de la formation du Rødalskvolve.

Les roches claires correspondent à des roches éruptives acides (kératophyres). Il n'est pas impossible que nous ayons affaire à la différenciation d'un même magma mais l'absence de roches intermédiaires entre les pôles basique et acide nous empêche de nous prononcer.

Dans les deux cas, des contaminations qui peuvent être primaires (d'origine magmatique ou sédimentaire si on envisage la possibilité de tufs volcaniques) mais qui peuvent également être dues aux différentes phases de plissement et de métamorphisme, ont pu se produire.

3°) Les diagrammes relatifs au comportement différentiel de Al, Na, (H. de la Roche, 1968) et de (Al+Fe+Ti), Na, K (B. Moine et H. de la Roche, 1968).

Les diagrammes que je présenterai maintenant permettent de préciser les résultats précédents.

Le diagramme proposé par H. de la Roche (1968) est destiné à séparer les formations volcaniques et sédimentaires. Pour effectuer cette séparation, H. de la Roche utilise le comportement différentiel de Na, K et Al. Les paramètres utilisés sont exprimés en millièmes pour 100 g de roche : Al/3-Na est porté en abscisses et Al/3-K en ordonnées. J'ai reporté schématiquement sur le diagramme les grands domaines et les tendances délimités par H. de la Roche.

En étudiant la répartition des analyses chimiques de notre étude, on constate deux faits essentiels : d'une part un certain étalement de la courbe enveloppe pour l'ensemble des points et d'autre part, un regroupement assez net des roches appartenant à un même groupe (basique ou acide) et provenant d'une même localisation lithostratigraphique.

Les roches du groupe de Lomnesvola se séparent en deux ensembles. On peut remarquer que le point représentatif de l'échantillon 254, comme dans les diagrammes précédents mais pour d'autres paramètres, montre encore une individualité particulière. Le déplacement du point représentatif vers le domaine sédimentaire semblerait confirmer la possibilité d'une contamination.

La même remarque peut être faite au sujet de l'échantillon 436, qui provient de la base de la formation du Sandvikklletten. Ces roches pourraient provenir de la transformation, pratiquement sur place, consécutive à l'érosion des roches volcaniques basiques sous-jacentes.

Les roches provenant du milieu de la formation du Sandvikklletten se répartissent grosso modo autour du pôle des basaltes. L'échantillon de roche acide (240 B) ainsi que les échantillons 35 et 426 du groupe du Lomnesvola correspondent pour leur part, à une composition de kératophyre.

Les roches récoltées au sommet de la formation du Rødalskvolve appartiennent à un domaine nettement différent du précédent. En effet, les rapports entre Al, Na et K indiquent que nous sommes ici dans un ensemble de tendance nettement sédimentaire. La présence de lits carbonatés, au moins en ce qui concerne l'échantillon 478 C, au voisinage de ces roches paraît confirmer cette origine. Les intercalations méta volcaniques seraient donc peu nombreuses, dans l'ensemble de la formation du Rødalskvolve présente sur le terrain étudié.

Les points représentant les amphibolites de la formation du Rødalen sont proches du pôle des basaltes. L'échantillon 376, cependant, pourrait correspondre à un mélange volcano-sédimentaire. On remarquera le caractère "non spilitique" de ces roches basiques, parfaitement opposé au caractère des roches basiques situées à l'Est du Rødalen.

Les diagrammes proposés par B. Moine et H. de la Roche (1968) et repris en détail par B. Moine (1969) sont plus directement orientés sur le problème de l'origine des amphibolites. Le premier de ces diagrammes utilise (tableau V) non seulement le comportement différentiel de K, Na et Al, mais aussi celui de Ti et de Fe : il permet de séparer en grands domaines les roches sédimentaires et les roches ignées basiques. Le second diagramme (tableau VI) permet de discriminer les grauwackes ou grauwackes carbonatés et les roches ignées basiques. Il représente la somme (Al+Fe+Ti) en fonction de (Ca+Mg).

L'étude de ces diagrammes nous permet de constater que les hypothèses émises quant à l'origine des différentes roches se trouvent confirmées.

En effet, les roches du groupe du Lomnesvola se séparent ici selon trois directions; la première, correspond aux métakératophyres quartziques, la seconde aux amphibolites d'origine éruptives et la troisième, représentée par un seul échan-

tillon (éch. n° 254), à des grauwackes, roches sédimentaires pouvant provenir d'un remaniement de roches éruptives basiques.

Les diagrammes utilisés autorisent encore le rapprochement de l'échantillon 436, provenant de la base de la formation du Sandvikkkletten, avec l'échantillon cité précédemment. La répartition des autres points représentatifs permet de constater que la majorité des amphibolites est probablement d'origine ignée (Moine et de la Roche, 1968). Les exceptions à cette constatation nous sont fournies par les roches de la formation du Rødalskvolve (éch. 423 c et 478 c), dont l'origine sédimentaire apparaît ici encore confirmée.

4°) Conclusion.

Les analyses chimiques effectuées parmi deux grands groupes de roches (amphibolites et méta-kératophyres quartziques) ont permis de montrer que ces roches sont essentiellement d'origine éruptive.

Il est possible que les roches localisées dans un même niveau lithostratigraphique dérivent de la cristallisation d'un même magma mais les relations génétiques entre les roches basiques et les roches acides n'apparaissent pas clairement. Nous constatons cependant, contrairement à ce que propose H. Carstens (1960) pour la région de Trondheim, la présence d'une association spilite-kératophyre, caractéristique du magmatisme initial, particulièrement dans les groupes du Lomnesvola et du Sandvikkkletten. Les relations magmatiques entre les différents niveaux, par contre, ne sont pas nettement établies.

Soulignons enfin, à titre d'hypothèse, qu'il existe probablement un certain nombre de caractères géochimiques spécifiques à chaque niveau lithologique. Malheureusement, ces caractères n'apparaissent pas sur les quelques analyses dont je disposais (nombre trop faible ? éléments Fe^{II} Fe^{III}). Une étude plus approfondie permettrait vraisemblablement d'aboutir à l'établissement d'une caractérisation géochimique de certains niveaux. Ceci faciliterait grandement les corrélations lithostratigraphiques dans ce domaine métamorphique : nous rejoignons ici, dans un certain sens, nos conclusions concernant les niveaux à oxydes et à sulfures.

CHAPITRE VI - C O N C L U S I O N S A L ' E T U D E P E T R O G R A P H I Q U E .

L'étude pétrographique nous a montré l'existence, dans les schistes cristallins de la région du lac Savalen, d'un métamorphisme polyphasé que l'on pourrait nommer "non-caractéristique"; les paragenèses correspondant aux divers assemblages minéralogiques pouvant apparaître dans des conditions variables de température et de pression. La présence de disthène et de staurotide a permis cependant de préciser les conditions de la plus ancienne phase de cristallisation, synchrone et/ou légèrement postérieure aux plus anciens microplissements observables. La seconde phase de cristallisation, synchrone et postérieure à la deuxième phase plicative, correspond à un métamorphisme rétrograde. Les phases II et III de Mosson et Quesnel (1970, p. 85, 87) sont à mettre en équivalence avec cette seconde phase de recristallisation. Ces auteurs séparent en effet leurs phases II et leur phase III par le fait que les minéraux issus de la première période sont déformés, tournés..., alors que ceux issus de la seconde période sont surimposés aux structures; nous avons vu (§ 2.4 les grenats et fig. 14, 15, 54) qu'il était plus normal d'admettre que l'ensemble était à rattacher à une même phase de cristallisation, relativement étalée dans le temps.

Enfin, l'ensemble des roches a subi une rétro-morphose en chlorite.

Je préciserai que je n'ai pas remarqué la présence d'une zonéographie particulière, si ce n'est celle que l'on peut rattacher à la nature originelle des roches. Il ne m'est pas apparu non plus, contrairement à Mosson et Quesnel que l'anticlinal de l'Einunnfjell ait pu jouer le rôle d'un "dôme de chaleur" : ce qui correspond à la proposition que j'ai faite relative à l'âge de la mise en place de cet anticlinal (synchrone des microplissements tardifs).

L'étude des associations minérales ainsi que des analyses chimiques des roches permet de préciser la composition originelle des formations. Je rejoins alors, pour l'ensemble oriental, les conclusions de Mosson et Quesnel (1970, p. 29), résumées dans le tableau ci-après :

: Formation	: Nature originelle des sédiments	:
: Rödalsskolve	: - Grès, argiles, avec passées carbonées (graphite),	:
:	: - Intercalations volcanique (tufs ?, Grauwackes?)	:
:	: - Argiles, carbonates	:
: Sandvikkkletten	: - Volcanisme basique,	:
:	: - Pélites, argiles	:
:	: - Volcanisme basique et acide	:
:	: - Pélites, marnes	:
: Lomnesvola	: - Magmatisme (spilite-kératophyre),	:
: Einunna	: - Argiles, marnes,	:
:	: - Magmatisme basique,	:
: Einunnfoss	: - Grès, argile,	:
:	: - Grès.	:

En ce qui concerne l'ensemble occidental, on peut admettre que la composition originelle des roches était la suivante :

Formation	Nature originelle des sédiments
Rödalen	- Pélites, marnes avec intercalations de conglomérat, de calcaire et de niveaux éruptifs basiques.
Brattborren	- Argiles, marnes avec intercalations quartzitiques et de niveaux éruptifs basiques.
Grönhökvolve	- Grès, argiles, intercalations carbonatées et de niveaux éruptifs basiques.

Sixième Partie : R E S U M E E T C O N C L U S I O N

Arrivé au terme de cette étude géologique des environs du lac Savalen je rappellerai les principaux résultats obtenus avant d'aborder les conclusions générales.

I/ LITHOSTRATIGRAPHIE.

L'étude lithostratigraphique m'a permis, en liaison avec l'étude structurale, de distinguer deux ensembles : en ensemble occidental, relativement monotone et un ensemble oriental, aux faciès plus variés.

1°) L'ensemble occidental.

La partie occidentale du terrain est composée de trois formations : la formation du Grönhökvolve, à l'Ouest, formée par une alternance de micaschistes à biotite (qui représentent de loin la majorité de la formation) et de lits amphiboliques (dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à un ou deux décimètres).

La formation du Brattborren, au centre, essentiellement composée de micaschistes à deux micas au sein desquels on peut observer quelques lits cartographiables d'amphibolite à chlorite, mais aussi de nombreuses intercalations peu épaisses de quartzites, micaschistes quartzeux, micaschistes à minéraux calciques, etc.

La formation du Rödalen, à l'Est où l'on rencontre des amphibolites, associées à des roches diverses ("grenatite", roche très riche en biotite...), des micaschistes à biotite et grenat, un banc de marbre, un conglomérat polygénique et des micaschistes à biotite où j'ai pu observer du disthène et de la staurotide.

Toute cette partie occidentale pourrait correspondre à une partie du groupe des Schistes de la Gula des auteurs scandinaves.

2°) L'ensemble oriental.

J'ai distingué trois groupes différents qui sont, de la base au sommet :

- le groupe de l'Einunnfjell,
- le groupe du Lomnesvola,
- le groupe du Rödalshöa.

Le groupe de l'Einunnfjell se décompose en deux formations. A la base, la formation d'Einunnfoss, formée de quartzites sériciteux, de micaschistes graphiteux et d'une alternance de micaschistes et de quartzites. Au sommet, la formation de l'Einunna, essentiellement composée par des micaschistes à grenat et amphibole.

Le groupe du Lomnesvola, équivalent vraisemblable du groupe de Stören, est composé d'amphibolite et de méta-kératophyres quartziques (magmatisme du type spilite-kératophyre).

Le groupe du Rödalshöa que l'on peut assimiler au groupe de Hovin inférieur, a été divisé en deux ensembles. La formation du Sandvikketten, à la base, comprend des micaschistes à amphibole, des amphibolites et des micaschistes à grain fin. La formation du Rödalskvolve débute par des micaschistes carbonatés (contenant un banc de marbre à fuchsite), et se poursuit par des amphibolites à chlorite puis par des micaschistes à grain fin, parfois graphiteux.

Il est possible, au moins pour les groupes supérieurs de cet ensemble oriental, d'établir des relations avec les autres séries décrites dans le bassin de Trondheim.

II/ APERCU METALLOGENIQUE.

L'étude des zones minéralisées m'a permis de mettre en évidence un certain nombre de faits principaux :

- les gisements à oxydes et à sulfures formant deux ensembles particuliers dont les localisations lithostratigraphiques sont, en général, distinctes.
- les dépôts situés à l'Ouest et à l'Est du Rødalen sont de composition minéralogique différente.
- la nature des roches encaissantes est pratiquement toujours du type "roche verte" ou "métakératophyre", quel que soit le gisement.
- les parties minéralisées montrent, comme les roches encaissantes, des transformations minéralogiques et structurales.
- enfin, les gisements sont de faible importance économique.

Il est vraisemblable que la présence de zones minéralisées est liée à certains dépôts de type volcanique ou volcano-sédimentaire.

III/ SCHEMA STRUCTURAL.

J'ai séparé, au point de vue structural, deux unités correspondant aux deux ensembles lithostratigraphiques décrits ci-dessus.

1°) La partie occidentale.

La partie occidentale se présente comme un ensemble à structure à peu près monoclinale en grand, certains bancs repères pouvant se suivre sur des distances de plusieurs kilomètres sans changer de direction. Cependant, il a été possible de suivre, malgré des conditions d'affleurement peu favorable, des replis d'échelle décamétrique à pluri-hectométrique. Ces replis sont soulignés par des ensembles lithologiques peu épais mais bien différenciés (amphibolite ou quartzite).

La plupart des failles que j'ai pu reconnaître dans cet ensemble occidental sont orientées W NW - E SE; leur rejet n'est généralement pas important.

2°) La partie orientale.

La partie orientale, pour sa part, marque, au Sud, la terminaison périclinale de l'anticlinal de l'Einunnfjell. Cet anticlinal s'ennoie rapidement vers le Nord où il est chevauché par les roches vertes du groupe du Lomnesvola. Le déplacement tangentiel ainsi effectué est de l'ordre de quelques kilomètres dans la partie ouest mais il s'amortit très vite au voisinage du lac Savalen, à l'Est. En remontant vers le Nord, on retrouve des plis d'ampleur kilométrique dont l'orientation (N NE - S SW) et le style laissent supposer qu'ils sont contemporains de l'anticlinal de l'Einunnfjell.

Les failles que l'on peut observer dans cette partie sont orientées Nord-Sud ou N NW - S SE; parfois Est-Ouest et sont, pour une part, à mettre en relation avec le chevauchement (à déversement dirigé vers le S SE).

3°) Rapport entre les deux unités.

Les rapports entre les deux unités sont délicats à établir. L'étude des microstructures n'a pas apporté d'argument particulier quant à la nature de ce contact. Par contre, les critères lithologiques, géochimiques (mais ils sont peu nombreux), métallogéniques et la présence d'une discordance cartographique me laissent supposer que les deux ensembles sont en contact anormal l'un sur l'autre; malheureusement, ce contact est très souvent masqué par des dépôts quaternaires. Il pourrait s'agir d'un contact anormal majeur, à l'échelle de la chaîne.

IV/ LES DONNEES MICROTECTONIQUES ET LE METAMORPHISME.

L'étude des microstructures a permis la mise en évidence de trois phases de déformations souples, rarement visibles sur le même affleurement, qui apparaissent aussi bien dans la zone occidentale que dans la zone orientale.

L'analyse structurale, à l'échelle de l'affleurement comme à celle de la lame mince, montre l'existence d'une phase plicative ancienne (plis plats isoclinaux d'axe orienté dans le secteur Nord-Ouest) sensiblement contemporaine d'une première recristallisation métamorphique, dans le domaine de "l'almandin-amphibolite facies" d'Eskola.

La deuxième phase de déformation souple, dont les axes sont orientés grosso modo W NW - E SE, est à peu près contemporaine d'une nouvelle phase de cristallisation métamorphique, dans le domaine du "green schist facies" d'Eskola.

Ces deux phases plicatives n'apparaissent qu'aux échelles mésoscopique et microscopique.

Le troisième, et dernier, épisode de microplissement s'imprime dans les roches sous la forme de chevrons dont l'orientation, dans le secteur N E, et le style permettent de supposer qu'ils sont contemporains de la mise en place de l'anticlinal de l'Einunnfjell.

La dernière phase de cristallisation métamorphique est caractérisée par l'apparition de chlorite postérieure aux déformations.

V/ CONCLUSIONS GENERALES.

Après le rappel de ces principaux résultats, je soulignerai que nous avons une idée de la géologie des environs du lac Savalen quelque peu différentes de celle que proposait W. Marlow en 1935. Cette étude permet en outre de faire le passage entre les zones étudiées par Mosson et Quesnel, au Sud, et par Berthommier et Maillot, à l'Ouest. Malgré quelques petites divergences de détail, il est possible de regrouper l'ensemble de ces travaux : ce travail de synthèse doit être entrepris par H. Heim (1972), nous le compléterons avec N. Santarelli, J.-C. Guézou, P. Pinna et M.-J. Poitout, quand les travaux en cours dans le Sud-Ouest du Bassin de Trondheim seront terminés. Peut-être sera-t-il possible alors de confirmer, ou d'infirmer, l'existence du "lambeau de recouvrement de la Gula" (Wegmann, 1925) et de présenter une vue synthétique sur le Sud du Bassin de Trondheim. La mise en évidence de niveaux repères caractérisés par leur composition lithologique, minéralogique (minéraux opaques...) et géochimique devrait faciliter l'élaboration de cette étude régionale. Je préciserai enfin qu'il sera nécessaire de vérifier l'absence, ou la présence, d'homothétie entre les microstructures souples anciennes et les mégastructures.

ANNEXE

Petit lexique Norvégien-Français de toponymie norvégienne.

J'avais entrepris la préparation de ce lexique en même temps que A. Prost. Je me limiterai pour ma part aux termes les plus fréquemment rencontrés sur le ter-
rain que j'ai étudié. Le lecteur intéressé pourra consulter le travail de A. Prost
(thèse en cours), beaucoup plus complet que celui-ci.

- bakk	derrière (ou colline !)
- bekken	vallée, ruisseau
- borren	montagne, sommet
- bratt	escarpé, raide
- dal, dalen	vallée, vallon
- einer (Einunna ?)	genévrier
- fat	plat
- fisk	poisson
- fjell	montagne
- fla	écorcher
- foss	chute (d'eau)
- gammel	vieux
- godt	bon
- gras, gress	herbe
- gruve, grub	mine
- gård, gard	ferme,
- hö, hõa	sommet, mamelon
- kis	minerais, pyrite
- kletten	sommet
- klokke	cloche, clochette
- kobber	cuivre
- kvolve	cuvette
- malm	minerais, métal
- nord	nord
- rund	rond
- rød	rouge, roux
- sand	sable
- setra, seter	chalet d'alpage, buron
- sjöen	lac
- snö	neige
- snöfönn	amas de neige
- stor	grand
- svovel	soufre
- sør, syd	sud
- tjörna	petit lac, étang
- tre	trois
- vangen	clos, enclos
- vesle	petit
- vik	anse, crique
- vola	sommet
- åsen	croupe, colline (boisée).

B I B L I O G R A P H I E

- AASGAARD G. - 1927 - Gruber og skjerp i kisdraget øvre Guldal-Tydal. N.G.U. 129
- ASKLUND B. - 1960 - The geology of the Caledonian Mountain Chain and Adjacent Area in Sweden. In Description to accompany the map of the pre-quaternary rocks of Sweden (N.H. Magnusson et al.) S.G.U. ser Ba n° 16 (177 p.).
- BARTH T.W.F. - 1936 - Structural and petrological studies in Dutchess County, New-York, Pt II. Bull Geol. Soc. Amer., vol. 47, p. 775.
- BERTHOMMIER C. et al. - 1971 - Essai de corrélations lithostratigraphiques et structurales dans la série géosynclinale calédonienne du Nord-Folldal-Trondheim méridional, Norvège. C.R.Som. S.G.F., fasc. 3, p. 151-153.
- BERTHOMMIER C., MAILLOT J. - 1971 - Etude géologique de la région septentrionale de Folldal (Sud du Bassin de Trondheim, Norvège). Thèse 3ème cycle, Besançon. Inédit, 141 p., nomb. fig.
- BERTHOMMIER C., MAILLOT J., MOSSON P., QUESNEL G., ROLLET M. - 1970 - Aperçu géologique sur la région orientale et septentrionale de Folldal (Sud du Trondheim, Norvège). Bull. Soc. Hist. Nat. Franche-Comté. t. LXXII, N.S., n° 1, p. 28-37.
- BJØRLYKKE K.O. - 1905 - Det centrale Norges Fjeldbygning. N.G.U. 39.
- BUGGE C. - 1912 - Lagfølgen i Trondhjemsfeltets. N.G.U. 61, Arbok 1912.
- BUGGE C. - 1954 - Den Kalidonske Fjellkjede i Norge. N.G.U. 189, p. 5-79.
- CARSTENS H. - 1960 - Stratigraphy and volcanism in the Trondheims'fjord area Norway. Congrès Géol. Intern. N.G.U.212, 23 pp.-
- CHALOUPSKY J. - 1970 - Geology of the Holonda-Hulsjøen area, Trondheim region. N.G.U. 266, p. 277-304, 16 fig., 1 carte.
- CHALOUPSKY J., FDIUK F. - 1967 - Geology of the western and N E part of the Meraker area. N.G.U.245, p. 9-20.
- COGNE J. - 1960 - Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Mém. Serv. Carte Géol. France, 382 p., 78 fig., 25 pl., 1 carte H.T.
- COLLOMB P. - 1968 - Analyse structurale des bâtis cristallogéniques (1ère partie : Eléments de pétrographie et de pétrogenèse des roches métamorphiques). Cours polycopié, Orsay, 71 pages.
- COLLOMB P. - 1970 - Etude géologique du Rouergue cristallin. Mém. Serv. Carte Géol. France, 419 p., 24 pl. H.T., nomb. cartes, nomb. fig.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F. - 1966 - La grille des linéations : un phénomène tectonique régional autonome. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 262, p. 1832-1835.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F. - 1966 - Signification tectonique de la linéation régionale. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 262, p. 1921-1924.
- COLLOMB P., ELLENBERGER F. - 1967 - La schistosité régionale, structure d'arrêt de la déformation tectonique. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 264, p. 2970-2973.
- COLLOMB P., QUENARDEL J.M. - 1971 - Phases et styles de déformations dans la série métamorphique du lac Savalen (Folldal, Norvège centrale). C.R.Som. S.G.F., p. 153-155.
- DEICHA G. - 1955 - Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides. Masson édit. Paris, 127 p., 23 fig., 21 microphot., 12 pl. H.T.
- ELLENBERGER F. - 1967 - Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangen-

tielle tertiaire dans le bas Languedoc (principalement dans l'arc de St-Chinian). Note sur les charriages cisailants. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., vol. IX, fasc. 2, p. 87-142.

- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G. - 1960 - Progressive metamorphism and granitisation of the Major paragneiss, north-west Adirondack Mountains. New-York Part II, Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 71, p. 1.
- ESKOLA P. - 1921 - The mineral facies of rocks. N.G.T. 6, p. 143-194.
- ESKOLA P. - 1939 - Die metamorphen Gesteine. p. 263-407 in Barth T.W.F., Correns C.W. et Eskola P., Der Entstehung der Gesteine. Springer, Berlin.
- GOLDSCHMIDT V.M. - 1915 - Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjems gebiets. Mat. Natur. Klasse, n° 10, p. 1-37.
- GRUBENMANN O., NIGGLI P. - 1924 - Der Gesteinmetamorphose. Bornträger, Berlin.
- GUEZOU J.C., POITOUT M.J. - 1972 - Thèse de 3ème cycle en cours. Laboratoire de Géologie structurale, Orsay.
- HALL A.J. - 1941 - The relation between colour and chemical composition in the biotites. Amer. Min., vol. 26, p. 29.
- HEIM H. - 1966 - Die geologischen Verhältnisse um Follidal. Diplomarbeit Mayence. Inédit, 218 p. dactylo.
- HENNINGSMOEN - 1960 - Remarks on stratigraphical classification. N.G.U. 213.
- HOLMSEN G. - 1915 - Broedemite sjøer i Nordre Østerdalen. N.G.U. 73.
- HOLMSEN G. - 1915 - Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Foenumdstrøket. N.G.U. 74.
- HOLMSEN G. - 1918 - Fortsoettelsen av Trondhjemsfeltets kisdtag mot Nord. N.G.T.5, hf 2.
- HOLTEDAHN O. - 1960 - Geology of Norway. N.G.U. 208, 540 p. nomb. fig.
- HOLTEDAHN O. - 1964 - The Caledonides of Norway. In Tectonique de l'Europe. Notice explicative pour la carte tectonique internationale de l'Europe au 1/2500000 (A.A. Bogdanoff et al.) "Nauka", Moscou, 360 p., nomb. Fig.
- JUNG J., ROQUES M. - 1936 - Les zones d'isométabormorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. Rev.Soc. Hist. Nat. Auvergne., nouv. série, t. II, p. 38-95.
- KEILHAU B.M. - 1850 - Goea Norvegica. Christiania, J. Dahl.
- KJERULF Th. - 1870 - Om Trondhjems Stiftsgeologi (I). Nyt. Magasin for Nat., bd. 8, 21 - 1, (med en geologisk karta i skalan 1/800000) Christiania.
- KJERULF Th. - 1876 - Om Trondhjems stifts geologi. Nyt Magasin for Nat., bd. 21 Christiania.
- KLEINE-HERING R. - 1969 - Die Geologie des Alvdal Gebietes. Diplomarbeit, Mayence Inédit, 89 p., nomb. fig.
- KOSTYUK E.A. - 1970 - Analyse statistique et types paragenétiques des amphiboles des roches métamorphiques. Edit. Scientifiques, Moscou.
- LAFITTE P. - 1957 - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson Edit. Paris.
- LOMBARD A. - 1956 - Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson Edit. Paris.
- MARLOW W. - 1935 - Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. N.G.U. 145, 114 p.
- MOINE B. - 1963 - Ortho-amphibolites et formation méta-sédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambotofinandrahana (Madagascar). Contribution au problème de l'origine des amphibolites. Sciences de la Terre, Nancy, t. XIV, n° 2, p. 107-138, 7 fig., 5 tabl., 1 pl.
- MOINE B., de la ROCHE H. - 1968 - Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R.Acad. Sc. Paris, - 267, p. 2084-2087.

- MOSSON P., QUENARDEL J.M., QUESNEL G. - 1972 - Essais de corrélations lithostratigraphiques dans le Sud du Bassin de Trondheim (Hedmark, Norvège centrale). Sciences de la Terre, Nancy (sous presse).
- MOSSON P., QUESNEL G. - 1970 - Contribution à l'étude géologique de la région comprise entre Alvdal et Follidal (Trondheim méridional, Norvège). Thèse de 3ème cycle, Besançon. Inédit, 103 p. nomb. fig.
- PAGE N.J. - 1964 - The Sulfide deposit of Nordre Gjettryggen Gruve, Follidal, Norway. N.G.U. 228, p. 217-270.
- PEACEY J.S. - 1964 - Reconnaissance of the Tømmerås Anticline. N.G.U. 227, p. 13-85.
- PREVOT L. - 1962 - Le grenat, présence, nature et signification de ce minéral dans quelques séries métamorphiques. D.E.S. Strasbourg. Inédit, 42 p. poly.
- PROST A. - 1972 - Thèse de Doctorat ès Sciences en cours sur la région de Ringebu. Paris.
- QUENARDEL J.M. - 1972 - Un exemple de niveau repère dans les formations métamorphiques : les minéralisations à sulfures et à oxydes à l'Ouest du lac Savalen (Hedmark, Norvège centrale). Sciences de la Terre-Nancy (sous presse).
- QUESNEL G. - 1970 - voir Mosson P. et Quesnel G., thèse 3ème cycle.
- REUSCH H. - 1890 - Geologiske iagttagelser fra Trondjems stift. Det Kgl. N. Vidensk Selsk Forh., n° 7.
- ROBERTS D. - 1967 - Structural observations from the Kopperå-Riksgrense area and discussion of the tectonics of Stjørdalen and the N E of Trondheim region. N.G.U. 245, p. 64-120.
- ROBERTS D. - 1968 - On the occurrence of sillimanite in the Gula Schist Group, Trondheim region. N.G.T. 48, n° 3, p. 171-177.
- ROBERTS D., SPRINGER J., WOLFF F.C. - 1970 - Evolution of the Calédonides in the northern Trondheim region, Central Norway. Geol. Mag. (107), 2, p. 133-145.
- De la Roche H. - 1968 - Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. C.R.Acad. Sc. Paris, t. 267, p. 39-42
- SIEDLECKA A. - 1967 - Geology of the eastern part of the Meråker area. N.G.U. 245, p. 21-58.
- SIEDLECKA A., SIEDLECKI St. - 1967 - Geology of the northernmost part of the Meråker area. N.G.U. 245, p. 59-63.
- STRAND T. - 1951 - The Sel and Vågå map areas. Geology and petrology of a part of the calédonides of central southern Norway. N.G.U. 178.
- TØRNEBOHM A.E. - 1872 - En geognostisk profil öfver den skandinaviska fjällryggen mellan Østersund och Levanger. Of K.V.A.
- TØRNEBOHM A.E. - 1896 - Geologisk öfversigtskarta öfver Det Centrala Skandinavien. Kongliga Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar. Ny föld Bd 28, n° 5.
- SVENONIUS F. - 1885 - Nagra profiler inom mellersta Skandinaviens skifferområde. G.F.F., n° 95, bd VII, hft 11.
- VOGT Th. - 1945 - The geology of part of the Høllonda - Horg district a type area in the Trondheim region. N.G.T. 25, p. 449-527.
- VOKES F.M. - 1968 - Regional metamorphism of the Palaeozoic geosynclinal sulphide ore deposits of Norway (Applied earth Science). Transactions, section B of the Institution of Mining and Metallurgy. B 53 - B 59, vol. 77.
- VOKES F.M. - 1969 - A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Reviews 5, pp. 99-143.
- WALTHAM A.C. - 1969 - Classification and genesis of some massive sulphide deposits in Norway. (Applied earth Science). Transactions, section B of Ins-

titution of Mining and Metallurgy, vol. 77, pp. B 153- B 160.

- WEGMANN C.E. - 1925 - Sur le lambeau de recouvrement de la Gula (Chaîne calédonienne Scandinavie). C.R.Som. S.G.F., p. 158-159.
- WEGMANN C.E. - 1925 - Sur une déformation tardive de la chaîne calédonienne scandinave. C.R.Som. S.G.F., p. 213-214.
- WEGMANN C.E. - 1925 - Sur la différence minéralogique de deux phases de déformation en Scandinavie centrale. C.R.Som. S.G.F., p. 223-225.
- WEGMANN C.E. - 1925 - Note préliminaire sur le profil en long de la chaîne calédonienne scandinave. C.R.Som. S.G.F., p. 225-226.
- WEGMANN C.E. - 1925 - Sur le rôle tectonique de quelques gneiss ocellés de la chaîne calédonienne. Eclog. Geol. Helv., p. 641-647.
- WINCHELL H. - 1958 - The composition and physical properties of garnet. Amer. Min., vol. 43, p. 595.
- WINCKLER H.G.F. - 1965 - La genèse des roches métamorphiques. Edit. OPHRYS, Gap, 187 p.
- WINCKLER H.G.F. - 1970 - Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, h. 5, p. 189-248.
- WOLFF F. Ch. - 1964 - Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone. N.G.U. 227, p. 85-91.
- WOLFF F. Ch. - 1967 - Geology of the Meråker area. N.G.U. 245, p. 5-8.
- WOLFF F. Ch. - 1967 - Geology of the Meråker area as a key to the eastern part of the Trondheim region. N.G.U. 245, p. 123-146.
- ZACHRISSON E. - 1972 - On the Westerly extension of "Seve rocks" within the Seve-Köli nappe complex, Scandinavian Caledonides. X^o Nordiske geologiske Vintermøte, Oslo 5-7 Janv. 1972.

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	
Première partie - PRESENTATION GENERALE	
CHAP. I - INTRODUCTION	1
CHAP. II - CADRE GEOGRAPHIQUE	2
1°) Localisation	
2°) Limites	
3°) Géographie physique	
4°) Le climat et la végétation	
5°) Géographie humaine	
CHAP. III - CONTEXTE GEOLOGIQUE	4
1°) Position dans les Calédonides	
2°) Géologie du Quaternaire	
3°) Documents utilisés	
CHAP. IV - HISTORIQUE	6
1°) Contenu stratigraphique de la nappe de Trondheim	
2°) Evolution des idées sur la nappe de Trondheim	
3°) Les études antérieures aux environs du lac Savalen	
Deuxième partie - ETUDE DES DIVERSES FORMATIONS	
CHAP. I - GENERALITES	14
CHAP. II - LES FORMATIONS SITUEES A L'EST DU RODALEN	15
1°) Introduction	
2°) Le groupe de l'Einunnfjell	
- La formation d'Einunnfoss	
- La formation de l'Einunna	
- Remarques sur le groupe de l'Einunnfjell	
3°) Le groupe du Lomnesvola	
- Présentation	
- Nature lithologique	
4°) Le groupe du Rödalsløa	
- Présentation	
- La formation du Sandvikkletten	
- La formation du Rödalskvalve	
5°) Conclusions	
CHAP. III - LES FORMATIONS SITUEES A L'OUEST DU RODALEN	27
1°) Introduction	
2°) La formation du Rödalen	
3°) La formation du Brattborren	
4°) La formation du Grönhökvolve	
5°) Conclusions	
CHAP. IV - CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE DES DIVERSES FORMATIONS .	32
1°) Introduction	
2°) L'ensemble oriental	
3°) L'ensemble occidental	

Troisième partie - APERCU METALLOGENIQUE

CHAP. I - INTRODUCTION	34
----------------------------------	----

CHAP. II - LES MINERALISATIONS A SULFURES DOMINANTES	35
--	----

- 1°) Généralités
- 2°) La mine du Gressgodtvangen
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 3°) La mine du Veslhöa
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 4°) Les mines de Rödalsetra
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 5°) Le gisement de Sögardsvangen
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 6°) Le gisement de l'Ouest du Storborren
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 7°) Conclusions

CHAP. III - LES MINERALISATIONS A MAGNETITE	45
---	----

- 1°) Généralités
- 2°) Les gisements du Storborren
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 3°) Le gisement à l'Est du Storborren
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 4°) Les gisements situés sur le Rundhö
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant
 - Le minerai
 - Conclusions
- 5°) Le gisement de la Grönhökvolvet
 - Situation géographique
 - Situation géologique
 - L'encaissant

- Le minéral	
- Conclusions	
6°) Conclusions sur les gisements à magnétite	
CHAP. IV - CONCLUSIONS GENERALES (METALLOGENIE)	54
Quatrième partie - ETUDE DES DEFORMATIONS	
CHAP. I - PRESENTATION	55
CHAP. II - LES DEFORMATIONS SOUPLES	56
1°) Les faits à l'échelle de la carte	
2°) Les petites structures	
- Les affleurements	
- Les diagrammes	
3°) Les mésostructures	
4°) Conclusion à l'étude des déformations souples	
Chap. III - LES DEFORMATIONS CASSANTES	61
1°) L'échelle mégascopique	
2°) Les échelles mésoscopiques et microscopiques	
3°) Conclusions à l'étude des déformations cassantes	
CHAP. IV - CONCLUSIONS A L'ETUDE DES DEFORMATIONS	66
Cinquième partie - PETROGRAPHIE	
CHAP. I - INTRODUCTION	67
CHAP. II - LES ESPECES MINERALES EN PRESENCE	68
1°) Le quartz	
2°) Le feldspath	
3°) Les amphiboles	
4°) Les grenats	
5°) Les micas	
6°) Les chlorites	
7°) Les silicates de métamorphisme	
8°) Les minéraux accessoires	
CHAP. III - ASSOCIATIONS MINERALES ET PARAGENESSES	74
1°) Introduction	
2°) La première phase de cristallisation	
3°) La deuxième phase de cristallisation	
4°) La troisième phase de cristallisation	
5°) Conclusions	
CHAP. IV - RELATIONS ENTRE LES PHASES DE METAMORPHISME ET LES DEFORMATIONS	77
CHAP. V - QUELQUES DONNEES GEOCHIMIQUES	78
1°) Introduction	
2°) Les analyses pondérales brutes et les paragenèses de Niggli	
3°) Les diagrammes relatifs au comportement différentiel de Al, Na, K et de (Al + Fe + Ti), Na, K	
4°) Conclusions	
CHAP. VI - CONCLUSIONS A L'ETUDE PETROGRAPHIQUE	82
Sixième partie - RESUME ET CONCLUSIONS	
CHAP. I - LITHOSTRATIGRAPHIE	84
1°) L'ensemble occidental	
2°) L'ensemble oriental	

CHAP. II - APERCU METALLOGENIQUE	85
CHAP. III - SCHEMA STRUCTURAL	85
1°) La partie occidentale	
2°) La partie orientale	
3°) Rapport entre les deux unités	
CHAP. IV - LES DONNEES MICROTECTONIQUES ET LE METAMORPHISME...	86
CHAP. V - CONCLUSIONS GENERALES	86
ANNEXES - I - PETIT LEXIQUE NORVEGIEN-FRANCAIS DE TOPONYMIE NORVEGIENNE . I	
II - BIBLIOGRAPHIE (p. II, III, IV, V)	II
III - TABLE DES MATIERES	