



**HAL**  
open science

## Etude pétrographique et structurale du Massif du Tanneron (Var) - Parties occidentale et centrale

Jean-Baptiste Orsini

► **To cite this version:**

Jean-Baptiste Orsini. Etude pétrographique et structurale du Massif du Tanneron (Var) - Parties occidentale et centrale. Pétrographie. Université de Grenoble, 1968. Français. NNT : . tel-00688588

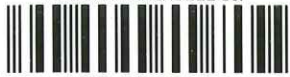
**HAL Id: tel-00688588**

**<https://theses.hal.science/tel-00688588>**

Submitted on 18 Apr 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ORSINI  
THÈSE1<sup>o</sup> ed.

PRÉSENTÉE

A LA FACULTÉ DES SCIENCES  
DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

Mention GÉOLOGIE APPLIQUÉE

Pétrographie — Géologie structurale

PAR

Jean - Baptiste ORSINI

ÉTUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE  
DU MASSIF DU TANNERON (VAR)

(Parties occidentale et centrale.)

Soutenu le 1968 devant la Commission d'Examen

Messieurs

R	MICHEL	Professeur	Président
P	GIRAUD	Professeur	Examineurs
P	VIALON	Maître Assistant	

M <sup>lle</sup>	S	GUEIRARD	Professeur à la Faculté des Sciences de Marseille St-Jérôme	Invité
------------------	---	----------	--	--------

Doctorat de 3<sup>e</sup> Cycle  
N<sup>o</sup> d'ordre

# THÈSE

PRÉSENTÉE

## A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE GRENOBLE

POUR OBTENIR LE TITRE DE

### DOCTEUR DE 3<sup>ème</sup> CYCLE DE L'UNIVERSITÉ

SPÉCIALITÉ : SCIENCES DE LA TERRE

Mention GÉOLOGIE APPLIQUÉE

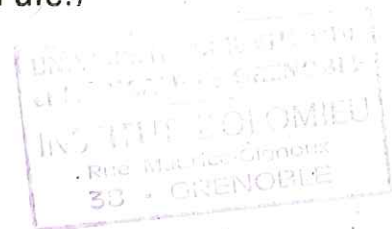
Pétrographie — Géologie structurale

PAR

Jean - Baptiste ORSINI

ÉTUDE PETROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE  
DU MASSIF DU TANNERON (VAR)

(Parties occidentale et centrale.)



Soutenu le 1968 devant la Commission d'Examen

Messieurs

R MICHEL	Professeur	Président
P GIRAUD	Professeur	Examineurs
P VIALON	Maître Assistant	

M<sup>lle</sup> S GUEIRARD Professeur à la Faculté des Sciences  
de Marseille St - Jérôme Invité

10146073

LISTE DES PROFESSEURS

DOYENS HONORAIRES : M. MORET  
M. WEIL

DOYEN : M. BONNIER

PROFESSEURS TITULAIRES :

MM.	NEEL Louis	Chaire de Physique Expérimentale
	HEILMANN René	Chaire de Chimie
	KRAVTCHENKO Julien	Chaire de Mécanique Rationnelle
	CHABAUTY Claude	Chaire de calcul différentiel et intégral
	BENOIT Jean	Chaire de Radioélectricité
	CHENE Marcel	Chaire de Chimie Papetière
	WEIL Louis	Chaire de Thermodynamique
	FELICI Noël	Chaire d'Electrostatique
	KUNTZMANN Jean	Chaire de Mathématiques Appliquées
	BARBIER Reynold	Chaire de Géologie Appliquée
	SANTON Lucien	Chaire de Mécanique des Fluides
	OZENDA Paul	Chaire de Botanique
	FALLOT Maurice	Chaire de Physique Industrielle
	KOSZUL Jean-Louis	Chaire de Mathématiques M P C.
	GALVANI Octave	Mathématiques
	MOUSSA André	Chaire de Chimie Nucléaire
	TRAYNARD Philippe	Chaire de Chimie Générale
	SOUTIF Michel	Chaire de Physique Générale
	CRAYA Antoine	Chaire d'Hydrodynamique
	REULOS René	Théorie des Champs
	BESSON Jean	Chaire de Chimie
	AYANT Yves	Physique Approfondie
	GALISSOT François	Mathématiques
(Melle)	LUTZ Elisabeth	Mathématiques
MM.	BLAMBERT Maurice	Chaire de Mathématiques
	BOUCHEZ Robert	Physique Nucléaire
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	MICHEL Robert	Chaire de Minéralogie et Pétrographie
	BONNIER Etienne	Chaire d'Electrochimie et d'Electrometallurgie
	DESSAUX Georges	Chaire de Physiologie Animale
	PILLET Emile	Chaire de Physique industrielle et Electrotechni- que
	YOCCOZ Jean	Chaire de Physique Nucléaire Théorique
	DEBELMAS Jacques	Chaire de Géologie Générale
	GERBER Robert	Mathématiques
	PAUTHENET René	Mathématiques
	VAUQUOIS Bernard	Chaire de Calcul Electronique

PROFESSEURS TITULAIRES (Suite)

MM.	BARJON Robert	Physique Nucléaire
	BARBIER Jean Claude	Chaire de Physique
	SILBER R.	Mécanique des Fluides
	BUYLE-BODIN Maurice	Chaire d'Electronique
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	KLEIN Joseph	Mathématiques
	VAILLANT François	Zoologie et Hydrobiologie
	ARNAUD Paul	Chaire de Chimie M. P. C.
	SENGEL Philippe	Chaire de Zoologie
	BARNOUD Fernand	Chaire de Biosynthèse de la Cellulose
	BRISSONNEAU Pierre	Physique
	GAGNAIRE	Chaire de Chimie Physique
Mme	KOFLER L.	Botanique
MM.	DEGRANGE Charles	Zoologie
	PEBAY-PEROULA J.C.	Physique
	RASSAT A.	Chaire de Chimie Systématique
	DUCROS P.	Chaire de Cristallographie Physique
	DODU Jacques	Chaire de Mécanique appliquée I.U.T.

PROFESSEURS SANS CHAIRE

MM.	GIDON P.	Géologie et Minéralogie
	GIRAUD P.	Géologie
	PERRET R.	Servomécanisme
Mme	BARBIER M. J.	Electrochimie
Mme	SOUTIF J.	Physique
MM.	COHEN J.	Electrotechnique
	DEPASSEL R.	Mécanique des Fluides
	GASTINEL A.	Mathématiques Appliquées
	ANGLES-d'AURIAC P.	Mécanique des Fluides
	GLENAT R.	Chimie
	LACAZE A.	Thermodynamique
	BARRA J.	Mathématiques Appliquées
	COUMES A.	Electronique
	PERRIAUX J.	Géologie et Minéralogie
	ROBERT A.	Chimie Papetière
	BIAREZ J. P.	Mécanique Physique
	BONNET G.	Electronique
	CAUQUIS G.	Chimie Générale
	BONNETAIN L.	Chimie Minérale
	DEPOMMIER P.	Etude nucléaire et Génie atomique
	HACQUES Gérard	Calcul Numérique
	POLOUJADOFF M.	Electrotechnique

PROFESSEURS ASSOCIES.

MM.	NAPP-ZINN	Botanique
	RODRIGUES Alexandre	Mathématiques pures
	STANDING Kenneth	Physique Nucléaire

MAITRES DE CONFERENCES :

M.	LANCIA Roland	Physique atomique
Mme	KAHANE J.	Physique
M.	DE PORTES C.	Chimie
Mme	BOUCHE L.	Mathématiques
M.	SARROT-REYNAULD	Géologie - Propédeutique
Mme	BONNIER M. J.	Chimie
MM.	KAHANE A.	Physique Générale
	DOLIQUE J.M.	Electronique
	BRIERE G.	Physique M.P.C.
	DESRE G.	Chimie S.P.C.N.
	LAJZEROWICZ	Physique M.P.C.
	VALENTIN P.	Physique M.P.C.
	BERTRANDIAS J.P.	Mathématiques Appliquées
		T.M.P.
	LAURENT P.	Mathématiques Appliquées
		T.M.P.
	CAUBET J.P.	Mathématiques Pures
	PAYANT J.J.	Mathématiques
Mme	BERTRANDIAS F.	Mathématiques Pures M.P.C.
MM.	LONGEQUEUE J.P.	Physique
	NIVAT M.	Mathématiques Appliquées
	SOHM J.C.	Electrochimie
	ZADWORNÝ	Electronique
	DURAND F.	Chimie Physique
	CARLER G.	Biologie Végétale
	AUBERT G.	Physique M.P.C.
	DELPUECH J.J.	Chimie Organique
	PFISTER J.C.	Physique C.P.E.M.
	CHIBON P.	Biologie animale
	IDELMAN S.	Physiologie Animale
	BOUVARD Maurice	Hydrologie
	RICHARD Lucien	Botanique
	PELMONT Jean	Physiologie animale
	BLOCH D.	Electrotechnique I.P.
	BOUSSARD J. Claude	Mathématiques Appliquées I.P.
	MOREAU René	Hydraulique I.P.
	BRUGEL L.	Energétique I.U.T.
	SIBILLE R.	Construction Mécanique I.U.T.
	ARMAND Yves	Chimie I.U.T.
	BOLLIET Louis	Informations I.U.T.
	KUHN Gérard	Enérgétique I.U.T.
	GERMAIN Jean Pierre	Construction Mécanique I.U.T.

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES :

MM.	SAWCZUK A.	Mécanique des Fluides
	CHEEKE J.	Thermodynamique
	YAMADA O.	Physique du Solide
	NATR Lubomir	B.M.P.V.
	NAYLOR Arch	Physique Industrielle
	SILBER Léo	Radioélectricité
	NAZAKI Akihiro	Mathématiques Appliquées
	RUTLEDGE Joseph	Mathématiques Appliquées
	DONOHÓ Paul	Physique Générale

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE  
INSTITUT DOLOMIEU  
Rte Maurice-Gignoux  
38 - GRENOBLE

A mes parents,

en témoignage de mon affection et de ma  
reconnaissance pour les sacrifices que mes  
longues études leur ont imposés.

## AVANT - PROPOS

Avant d'exposer les résultats de mon travail, je tiens à exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui, aussi bien à Grenoble qu'à Marseille m'ont aidé à sa réalisation.

Monsieur le Professeur Robert MICHEL, Directeur de l'Institut Dolomieu a bien voulu me faire l'honneur de présider mon jury. J'ai été très sensible à la bienveillance et à la sollicitude qu'il m'a toujours témoignées. Je le prie d'agréer ici mes remerciements respectueux.

Mademoiselle Simone GUEIRARD, Professeur à la Faculté des Sciences de Marseille-Saint-Jérôme est à l'origine de ce travail. C'est pour moi un devoir bien agréable de lui dire ma profonde reconnaissance pour l'aide qu'elle m'a toujours apportée notamment en m'accueillant dans son laboratoire.

J'adresse aussi mes vifs remerciements à Monsieur le Professeur Pierre GIRAUD qui a bien voulu accepter de faire partie de mon jury ainsi qu'à Monsieur Jean SARROT-REYNAULD, Maître de Conférences, pour les facilités d'impression qu'il a bien voulu m'accorder.

J'adresse des remerciements tout particuliers à Monsieur Pierre VIALON, Maître-Assistant, qui m'a fait profiter de son expérience et de sa connaissance parfaite des terrains cristallophylliens ; il n'a ménagé ni son temps ni ses sages conseils. Je le prie de trouver dans ce travail le témoignage de ma vive reconnaissance pour le guide bienveillant qu'il fut pour moi.

Je voudrais remercier également :

- Monsieur J-P. QUIN, Maître-Assistant, auquel j'ai souvent fait appel au cours de mes recherches et qui m'a toujours aidé avec la plus grande gentillesse.
- Messieurs AICARD et GERARD du B.R. G.M. de Cannes qui m'ont accueilli avec amabilité à chacune de mes visites.
- Mes collègues et amis du laboratoire de Pétrologie de la Faculté des Sciences de Marseille-Saint-Jérôme qui à titres divers m'ont apporté leur aide dévouée et efficace.

Je tiens enfin à associer à ce travail les techniciens de l'Institut Dolomieu et du laboratoire de Pétrologie de Marseille qui ont participé avec compétence à son élaboration.



PLAN SOMMAIRE

	pages
Chapitre I : Introduction -----	1
Chapitre II : Le Secteur de Gardanne -----	7
Chapitre III : Le Secteur de Saint-Paul - Bagnols -----	24
Chapitre IV : Le Secteur du Reyran -----	50
Chapitre V : Le Secteur des Adrets de Fréjus -----	66
Chapitre VI : Le Secteur de Joyeuse-Fontcounille et essai de corrélation entre les différentes formations métamorphiques du Tanneron occidental et central -----	83
Chapitre VII : La Tectonique -----	100
Chapitre VIII : Conclusions générales -----	104
 Liste des figures -----	 I
Liste des planches -----	III
Liste des planches hors texte -----	III
Bibliographie -----	IV

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 S.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tel. 04 76 63 5127 - Fax 04 76 54 40 58  
 Mail: p.lalou@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

## CHAPITRE I - INTRODUCTION

-----

### PLAN

- I. - DESCRIPTION GEOGRAPHIQUE SOMMAIRE.
- II. - HISTORIQUE SOMMAIRE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF .
  - a) Avant 1889 - Les précurseurs.
  - b) Entre 1889 et 1948 - Les tectoniciens.
  - c) Après 1948 - Les Pétrographes.
- III. - BUTS DE CE TRAVAIL.
- IV. - PLAN DU TRAVAIL.

## CHAPITRE I - INTRODUCTION

-----

### I. - DESCRIPTION GEOGRAPHIQUE SOMMAIRE.

Le massif du Tanneron, but de notre étude, est situé au Nord des massifs des Maures et de l'Esterel. C'est le témoin le plus septentrional de la Provence cristalline. Il s'étend sur 35 km depuis les gorges de Pennafort à l'Ouest jusqu'à la ville de Cannes à l'Est. Il présente une forme grossièrement elliptique, le grand axe de cette ellipse étant orienté est-ouest.

Limité au Nord par la cuesta triasique qui marque le début de la Provence calcaire, il s'ennoie au Sud sous le complexe volcano-sédimentaire de l'Esterel dont les entablements rhyolitiques dominent partout le socle de plus de deux cents mètres.

Ce massif formé essentiellement de roches éruptives et cristallophylliennes constituent une région quasiment inhabitée au sol très pauvre. Les quelques domaines encore exploités avant la guerre de 1914-1918 sont tous abandonnés ; le maquis a repris partout ses droits.

Le relief est très peu accentué. Il présente une surface structurale culminant à 300 m et entaillée par un réseau hydrographique en voie de surcreusement.

### II. - HISTORIQUE SOMMAIRE DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DU MASSIF.

Le Tanneron, bien que cité depuis la deuxième moitié du 19<sup>e</sup> siècle dans la littérature géologique, n'a jamais fait l'objet d'une analyse détaillée. Il a toujours été étudié dans des travaux d'ensemble concernant les massifs cristallins provençaux. Aussi sa bibliographie ne peut-elle être dissociée de celle du massif des Maures.

On peut distinguer trois périodes dans l'histoire géologique du cristallin provençal :

- avant 1889 : les précurseurs ;
- de 1889 à 1948 : les tectoniciens ;
- après 1948 : les pétrographes.

#### a) avant 1889 : les précurseurs.

Les noms de De SAUSSURE (1796), Elie de BEAUMONT (1841), le Comte de H. de VILLENEUVE-FLAYOSC (1856), COQUAND (1848), WALLERAND (1889) peuvent être cités mais ils n'ont plus qu'un intérêt historique.

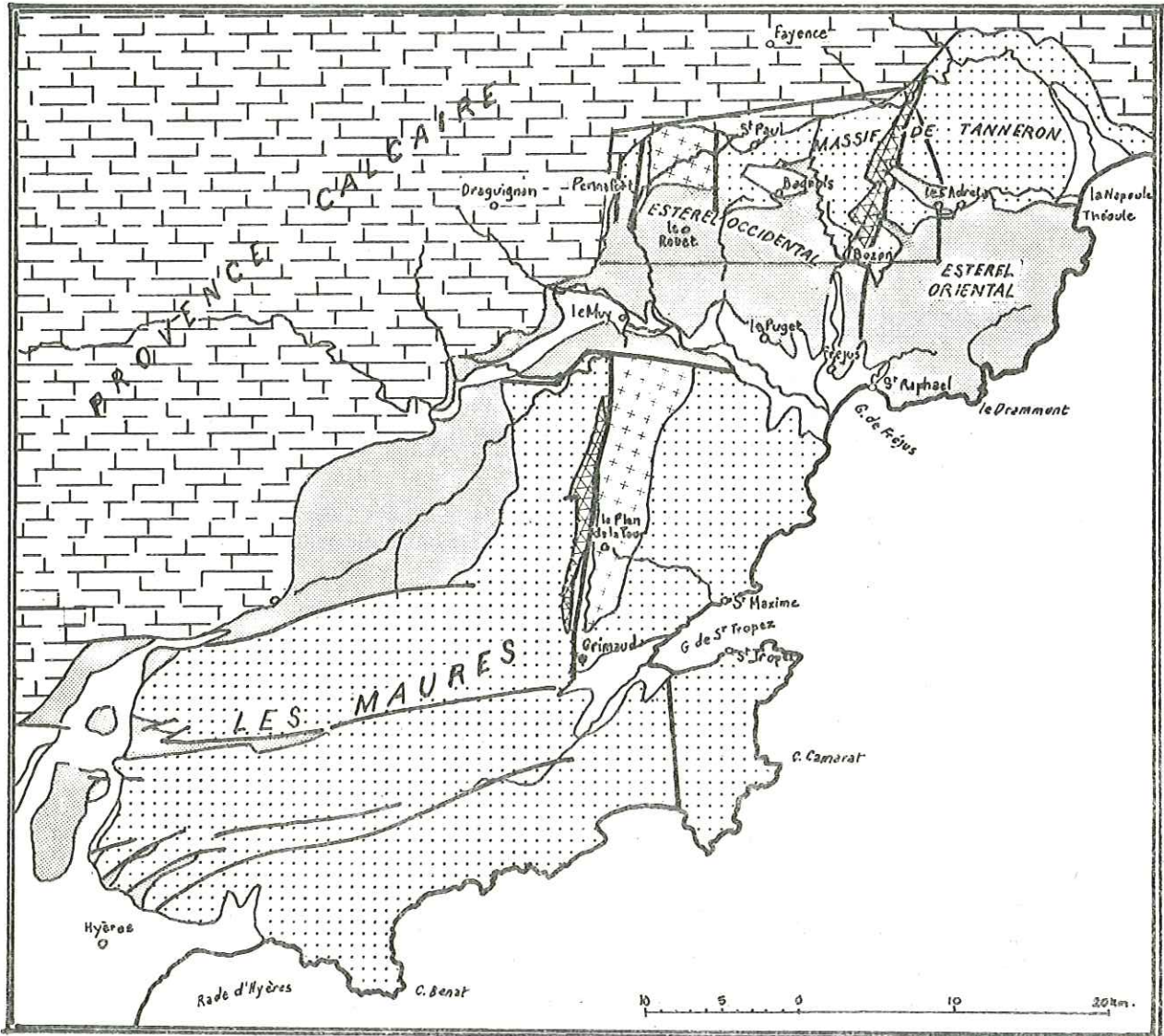
COQUAND cependant mérite une mention toute spéciale car c'est à lui que l'on doit l'identification des quatre grandes formations visibles dans la région : le socle, le Carbonifère, le Permien, le Trias.

#### b) entre 1889 et 1948 : les tectoniciens.







Cette période est surtout marquée par l'intérêt très vif que portent les auteurs de l'époque aux questions concernant la tectonique, les problèmes pétrographiques ayant été, semble-t-il, complètement délaissés.

# Schéma géographique et géologique de la Provence cristalline

## Planche 1



( d'après Bordet 1951 modifié )

- |   |                                 |   |                       |
|---|---------------------------------|---|-----------------------|
|  | Cristallophyllien               |  | Permien               |
|  | Granite Plan de la Tour - Rouet |  | Terrains post-Permien |
|  | Carbonifère                     |  | Terrains récents      |

Terrain étudié encadré

C'est ainsi que Ph. ZURCHER en 1919 retrace dans une courte note à la Société Géologique de France, l'histoire de la chaîne des Maures en insistant particulièrement sur les accidents est-ouest.

En 1924, paraît la thèse de L. LUTAUD entièrement orientée vers les problèmes de structure et de morphologie régionale.

A. DEMAY en 1927 à partir d'une étude locale dans la région de Grimaud (Maures) arrive à des conclusions tectoniques très importantes et encore en partie valables aujourd'hui,

- la structure du massif des Maures est due à la phase hercynienne paroxysmale.
- les accidents affectant le Carbonifère sont dus à de simples mouvements posthumes.

Notons enfin en 1936, l'importante communication de H. SCHOELLER qui signale la présence de graptolites dans le massif du Fenouillet. Cela permet de dater du Gothlandien l'auréole la moins métamorphique du massif des Maures.

c) après 1948 : les pétrographes.

Cette période est surtout marquée par les études de P. BORDET et S. GUEIRARD.

S. GUEIRARD (1957) grâce à une étude pétrographique extrêmement détaillée des schistes cristallins des Maures retrace l'évolution sédimentaire, métamorphique et tectonique du massif. Depuis WALLERAND (1889) aucune étude pétrographique régionale n'avait été entreprise.

Cet auteur dans une note au Compte rendu de l'Académie des Sciences (1964), met en évidence le long de la zone de fracture Grimaud-Joyeuse la présence de toute une série de roches basiques intrusives.

P. BORDET, lui, s'est attaché plus particulièrement à l'étude de la structure des massifs cristallins provençaux. C'est le seul auteur qui se soit intéressé de près au Tanneron dans son ensemble. On lui doit l'essentiel de nos connaissances sur le massif et la cartographie de la région qui nous occupe, sur les feuilles géologiques au 1/50 000 Fréjus-Cannes et Fayence. Les résultats de ses travaux sont consignés dans plusieurs publications (1948-1951-1961-1966). Dans son dernier ouvrage "l'Esterel et le massif du Tanneron" l'auteur, en ce qui concerne les terrains cristallophylliens, ne fait que reprendre ses premières conclusions ; celles-ci peuvent être ainsi résumées :

- Le Tanneron est un massif gneissique traversé par quatre formations de roches éruptives :
  - .. le granite de Pennafort,
  - .. la diorite quartzique du Prignonnet,
  - .. le granite à cordiérite du Rouet,
  - .. le granite alcalin à tourmaline de Grime.
- En ce qui concerne la série cristallophyllienne :
  - la sédimentation originelle devait être de type flysch avec des interruptions volcaniques acides. L'auteur place l'âge de cette sédimentation peu avant ou peu après le Cambrien, ceci par comparaison avec le massif des Maures.
  - Le métamorphisme a donné des ectinites (zone des gneiss supérieurs) et des migmatites.

L'auteur décrit la succession lithologique suivante de bas en haut :

- les migmatites,
  - la série basique (probablement volcanique),
  - la série acide (ex - rhyolites),
  - la série détritique supérieure (schistes et arkoses métamorphisées).
- La série cristallophyllienne a été affectée par un plissement de style isoclinal. Cette structure se traduit par la disposition des faciès en bandes nord-sud que l'auteur interprète comme une succession de synclinaux (ectinites) et d'anticlinaux (migmatites).
- Une tectonique cassante d'orientation nord-sud datant du paroxysme hercynien a affecté le massif en le divisant en un certain nombre de compartiments, et oblitérant en partie les grandes structures dues à la tectonique souple. Ces premières fractures ont joué lors de la phase hercynienne dite posthume.
- Une phase tectonique permienne est à l'origine des nombreuses failles d'orientation est-ouest ; elles décalent fréquemment les structures nord-sud.

-- Tous ces accidents ont joué plusieurs fois ; la morphologie actuelle indique que certains d'entre eux sont encore vivants.

-- P. BORDET établit enfin un parallèle entre le massif des Maures et le Tanneron :

- la faille de Joyeuse est le prolongement de celle de Grimaud.

- La zone de Gardanne située à l'Ouest de Joyeuse correspond aux micaschistes inférieurs des Maures ; le granite de Pennafort étant l'équivalent sinon le prolongement du granite de l'Hermitan. Le Carbonifère coïncé contre la faille de Joyeuse étant l'équivalent de celui du Plan de la Tour.

- A l'Est de Joyeuse, la diorite quartzique de Prignonnet est un équivalent de la diorite de l'Avellan ; le granite du Rouet est le prolongement de celui du Plan de la Tour.

P. BORDET conclut à une continuité des grandes structures entre les deux ensembles ; la dépression permienne ne cachant aucun accident structural important.

Pour terminer ce bref historique notons enfin les travaux de M. BOUCARUT (1963) et F. DEBON (1965).

M. BOUCARUT étudie d'un point de vue tectonique la terminaison occidentale du Tanneron ; il s'est particulièrement intéressé au granite du Rouet (dans lequel il définit, trois faciès) et ses relations structurales avec les formations voisines : gneiss et diorite quartzique de Prignonnet.

F. DEBON étudiant le gîte uranifère du charbonnier s'est intéressé aux diverses origines possibles de la minéralisation ; il donne dans son mémoire une description pétrographique locale des roches affleurant dans le secteur.

### III. - BUTS DE CE TRAVAIL.

Ce mémoire a pour objet l'étude géologique, pétrographique et structurale des terrains cristallophylliens des parties occidentale et centrale du Tanneron. La région considérée présente au Nord comme au Sud des frontières naturelles qui sont respectivement les limites du Trias et les assises du Permien. Seule la partie orientale présente une limite arbitraire qui peut être définie par une ligne passant par les fermes de QUISTON et BARBIER depuis le Carbonifère du Reyran jusqu'à la faille de Font-de-Sante. Le Tanneron oriental ne fait pas partie du cadre de ce travail ; seules quelques courses de reconnaissance y ont été effectuées. Cette étude prend place à la suite du travail de S. GUEIRARD dans les Maures et de M. BOUCARUT pour le granite du Rouet.

### IV. - PLAN DU TRAVAIL.

Il est impossible ici de suivre le plan classique des études géologiques, car on ne peut savoir a priori quels sont les terrains les plus anciens et les plus récents. Le Tanneron étant divisé en un certain nombre de compartiments par des accidents nord-sud importants, nous adopterons pour l'exposé de ce mémoire cette division géologique du massif en étudiant successivement les différents compartiments ainsi délimités depuis l'Ouest vers l'Est (Planche 2).

I - Le secteur de Gardanne limité à l'Est par la faille de Joyeuse.

II - Le secteur de Bagnols-Saint-Paul limité à l'Ouest par la faille de Fontcounille et à l'Est par la faille du Ribas.

III - Le secteur du Reyran limité à l'Est par le bassin carbonifère du même nom.

IV - Le secteur du Planestel - les Adrets de Fréjus qui se poursuit à l'Est par les secteurs non étudiés du Tanneron oriental.

V - Le secteur de Joyeuse - Fontcounille limité par les accidents de Joyeuse à l'Ouest et de Fontcounille à l'Est.

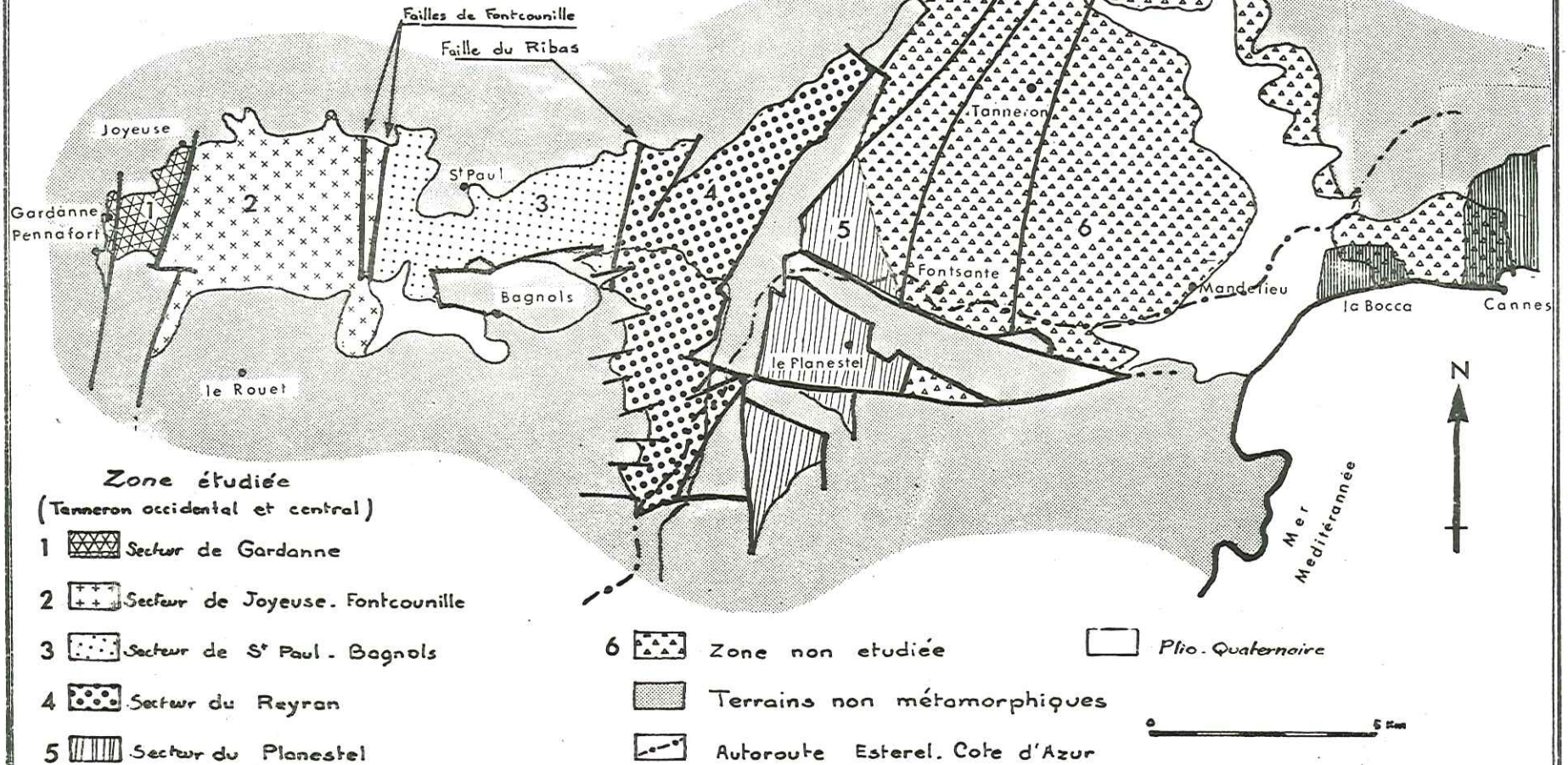
Ce compartiment est étudié en dernier car il s'agit là d'un secteur un peu particulier presque uniquement occupé de roches intrusives : le granite à cordiérite du Rouet et la diorite quartzique de Prignonnet.

Pour l'étude de chacune de ces parties nous adopterons le plan type suivant :

- limites géographiques et géologiques,
- situation géographique des différentes formations,

Le Massif du Tanneron

Situation géographique des différents secteurs  
et leur delimitation par les grands accidents méridiens



**Zone étudiée**

(Tanneron occidental et central)

- 1 Secteur de Gardanne
- 2 Secteur de Joyeuse. Fontcounille
- 3 Secteur de St Paul. Bagnols
- 4 Secteur du Reyran
- 5 Secteur du Planestel

- 6 Zone non étudiée
- Plio-Quaternaire
- Terrains non métamorphiques
- Autoroute Esterel. Côte d'Azur



- étude pétrographique,
- conclusions partielles à l'étude de chaque secteur.

Les considérations d'ordre tectonique feront l'objet d'un chapitre particulier.

En conclusion à ce travail, un essai de synthèse nous permettra d'envisager l'évolution sédimentaire, métamorphique et tectonique du Tanneron occidental et central et une comparaison de ce massif avec celui des Maures.



## CHAPITRE II - LE SECTEUR DE GARDANNE

.....

### PLAN

#### I. - LES LIMITES.

#### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

##### 1) Les terrains cristallophylliens.

- a) les gneiss noirs et le granite à cordiérite.
- b) la zone écrasée de Gardanne-Combe de Selves.
- c) les micaschistes de Combe de Selves.

##### 2) Les terrains sédimentaires.

#### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES.

##### 1) Les micaschistes de Combe de Selves.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude micrographique.
  - .. le faciès non écrasé.
  - .. le faciès écrasé.
- c) conclusions.

##### 2) Les gneiss noirs et les injections de granite à cordiérite.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
  - le faciès principal : les gneiss à biotite et cordiérite.
  - les faciès accessoires : les intercalations basiques.
  - le granite à cordiérite.
- b) étude microscopique.
  - le faciès principal : les gneiss à biotite et cordiérite.
    - .. sous-faciès à grain fin.
    - .. sous-faciès micacé.
    - .. sous-faciès hétérogène.
  - les faciès accessoires : les intercalations basiques.
    - .. gneiss à amphibole et biotite.
    - .. gneiss à biotite et calcite.

- le granite à cordiérite.

- c) conclusions : - origine lithologique des gneiss noirs  
- signification du sous-faciès hétérogène  
- le granite à cordiérite

3) La zone écrasée de Gardanne-Combe de Selves.

a) aspect sur le terrain.

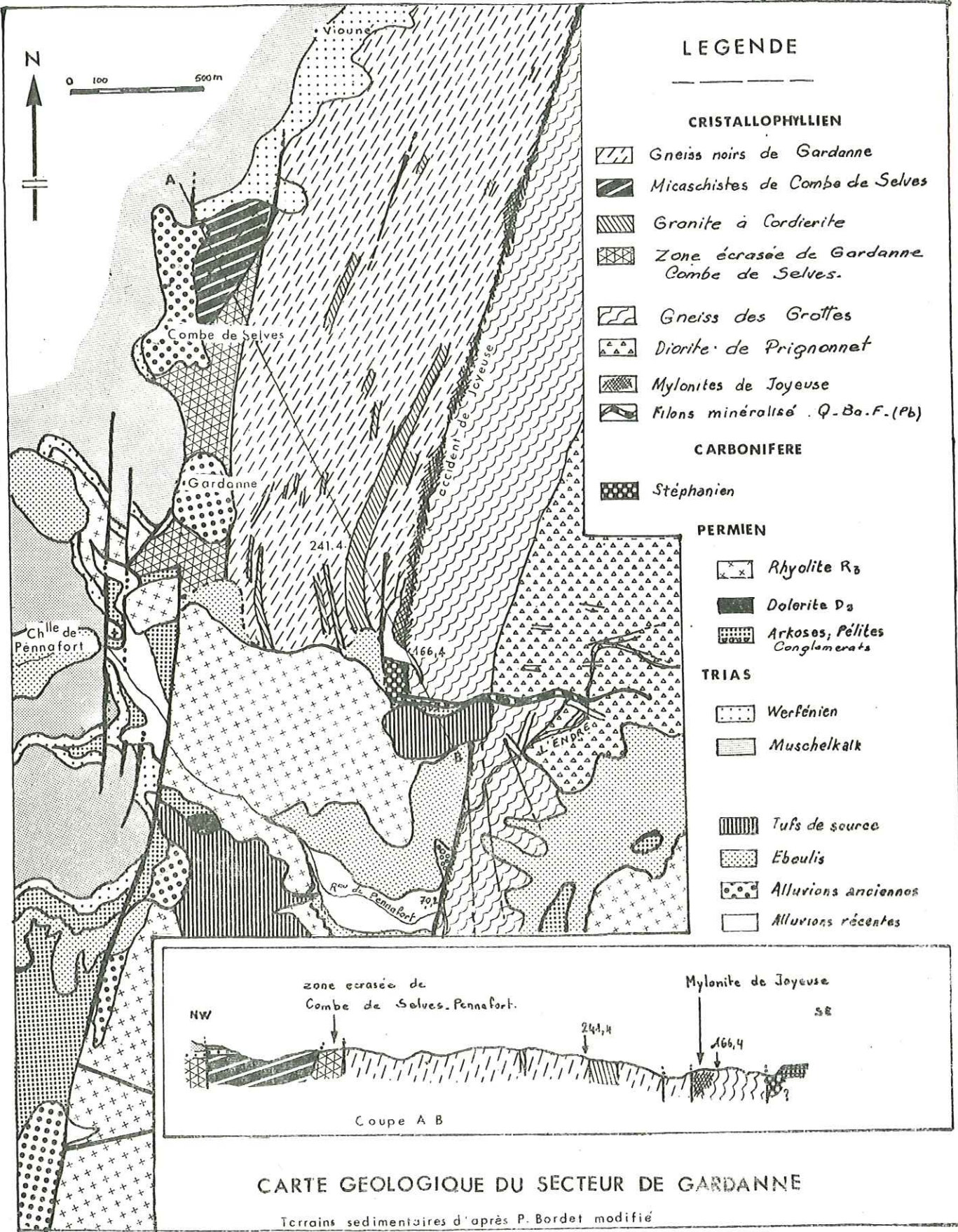
- les gneiss à deux micas
- les pointements granitiques

b) étude microscopique

- les gneiss à deux micas
- les pointements granitiques

IV. - CONCLUSIONS GENERALE A L'ETUDE DU SECTEUR DE GARDANNE

Planche 3



LEGENDE

CRISTALLOPHYLLIEN

- Gneiss noirs de Gardanne
- Micaschistes de Combe de Selves
- Granite à Cordierite
- Zone écrasée de Gardanne Combe de Selves.
- Gneiss des Grottes
- Diorite de Prignonnet
- Mylonites de Joyeuse
- Filons minéralisé Q-Ba-F-(Pb)

CARBONIFERE

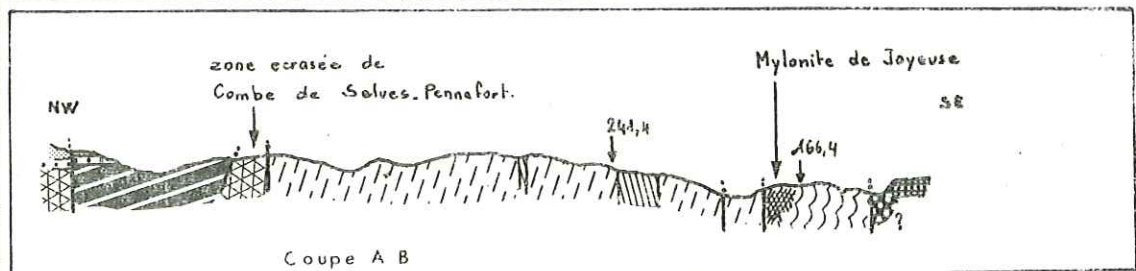
- Stéphanien

PERMIEN

- Rhyolite R<sub>3</sub>
- Dolerite D<sub>3</sub>
- Arkoses, Pélites Conglomerats

TRIAS

- Werfénien
- Muschelkalk
- Tufs de source
- Eboulis
- Alluvions anciennes
- Alluvions récentes



CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE GARDANNE

Terrains sédimentaires d'après P. Bordet modifié

## LE SECTEUR DE GARDANNE

-----

Cette région affleure sur une surface assez réduite, cependant son étude est extrêmement intéressante car dans le parallèle établi par P. BORDET entre les Maures et le Tanneron ce secteur occupe une position privilégiée ; en effet il est le plus occidental et considéré par cet auteur comme l'équivalent de la région située à l'Ouest de Grimaud (micaschistes inférieurs des Maures). Il s'agit donc d'une région intermédiaire dont l'étude doit nous permettre d'établir la continuité éventuelle Maures - Tanneron.

### I. - LES LIMITES.

Le secteur de Gardanne constitue la terminaison occidentale du massif ; il est compris entre deux zones fail-  
lées :

- le faisceau de Gardanne - Combe de Selves qui effondre le Trias et le Permien par rapport au socle à l'Ouest ;
- la faille de Joyeuse prolongement jusqu'ici supposé de l'accident de Grimaud (Maures), à l'Est.

Au Nord et au Sud le socle cristallophyllien s'ennoie respectivement sous les formations triasiques et permien-  
nes.

### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

#### 1) Les terrains cristallophylliens.

P. BORDET donne dans plusieurs publications des descriptions brèves de ce secteur.

En 1951 il signale la présence de micaschistes, de gneiss noirs à passées de leptynites et un granite écrasé :  
le granite de Pennafort.

En 1961 l'auteur est plus interprétatif : "le premier synclinal est formé de micaschistes qui s'appuient à l'Ouest contre le granite de Pennafort. A l'Est le synclinal est limité par l'accident de Prignonnet (1), prolongement vers le Nord de l'accident de Grimaud".

En 1966 dans la notice de la carte au 1/50 000 de Fréjus - Cannes l'auteur décrit à nouveau ce même secteur :  
"les roches affleurant à l'Ouest de l'accident de Pennafort (1) sont des micaschistes contenant des zones leptynitiques. Ils présentent des phénomènes d'injection et de métamorphisme dans la région du pont de Gardanne par un granite qui semble être celui du Rouet".

---

(1) - P. BORDET nomme indifféremment accident de Prignonnet ou accident de Pennafort la grande faille qui sépare le secteur de Gardanne de celui de Joyeuse - Fontcounille.

Pour éviter toute confusion nous nous proposons d'appeler accident de Joyeuse la faille qui limite le secteur de Gardanne à l'Est, et accident de Gardanne - Combe de Selves la faille qui limite ce même secteur à l'Ouest.

Mes levés cartographiques montrent que la quasi totalité du secteur de Gardanne est occupé par des gneiss noirs riches en biotite, parfois à amphibole, faciès connu dans tout le reste du Tanneron. Ces gneiss dont la direction de la schistosité cristallophyllienne est à peu près Nord 40° Est avec un pendage accentué vers l'Ouest, sont injectés par tout un système filonien de composition granitique orienté sensiblement nord-sud.

Ces gneiss noirs sont limités à l'Est par la faille de Joyeuse et à l'Ouest par une zone mylonitique extrêmement importante que nous appellerons zone de Gardanne - Combe de Selves et dans laquelle on peut reconnaître par places des gneiss à deux micas et un granite écrasé : le granite de Pennafort de P. BORDET. Cette zone se suit très bien depuis la Chapelle de Pennafort (route D 25) jusqu'aux ruines de Combe de Selves. C'est au Nord de cette ferme ruinée et à l'Ouest de la zone écrasée qu'apparaissent les micaschistes dits micaschistes de Combe de Selves.

## 2) Les terrains sédimentaires.

P. BORDET signale à la suite de COQUAND (1848) un lambeau de Carbonifère situé le long de la mylonite de Joyeuse à hauteur de l'accident minéralisé (quartz - barytine) de Pennafort. La présence de Carbonifère en ce point semble probable mais il est difficile d'être vraiment affirmatif. En effet, on peut observer sur le chemin de la mine de barytine un affleurement métrique d'une arkose conglomératique de couleur gris sombre que l'on pourrait dater du Stéphanien uniquement par analogie avec ce que l'on connaît dans les bassins carbonifères du Reyran et Plan de la Tour. Il est cependant très difficile de séparer ces formations gris noir des roches écrasées et graphiteuses longeant l'accident de Joyeuse. Ainsi par exemple les schistes noirs situés sous le pont de Gardanne et attribués par P. BORDET au Carbonifère (1966) ne sont en fait que des roches cristallophylliennes très écrasées. Le dosage <sup>(1)</sup> du vanadium contenu dans le graphite de ces schistes donne un pourcentage inférieur à 0,01 % ce qui exclut pour le graphite une origine organique. (E. BADER, 1937).

Un deuxième petit affleurement de conglomérat gris noir, à quartz roulé, est visible dans le lit du ruisseau du Gros Collet, un peu en aval du Pont de Gardanne. Une coupe effectuée en ce point sur la rive droite du ruisseau montre de bas en haut :

- a - un conglomérat gris noir à quartz roulé,
- b - un conglomérat rougeâtre à éléments de cristallophyllien,
- c - un niveau pélitique rouge brique,
- d - des tufs de source quaternaire.

Si l'on attribue à la formation gris noir (a) un âge carbonifère, le conglomérat rougeâtre (b) pourrait représenter la base de la trilogie principale permienne établie par P. BORDET dans l'Estérel (1951).

## III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

### 1) Les micaschistes de Combe de Selves.

#### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique

Comme peut facilement le laisser prévoir leur position tectonique, les micaschistes de Combe de Selves sont extrêmement écrasés, étirés, plissotés ; ils présentent toujours un toucher savonneux. Ils montrent une foliation orientée 20° Est avec un pendage de 20° Ouest. A cette foliation se surimpose une schistosité de fracture subverticale de direction est-ouest. A leur disparition sous le Trias, à l'extrémité nord de l'affleurement, on peut observer à la faveur d'un ravinement de pente des échantillons bien conservés. La roche se présente alors avec une couleur argentée due à sa grande richesse en mica blanc, une grande friabilité. Elle montre de plus un plissement intense : petits plis aigus de quelques centimètres d'amplitude donnant une structure en chevrons. On peut déceler à la loupe de petits grenats et des aiguilles de tourmaline.

---

(1) - Le dosage du vanadium a été effectué au laboratoire de Géologie Minéralogie de l'Université de Clermont-Ferrand auquel j'adresse mes plus vifs remerciements.

Contrairement aux gneiss noirs qui affleurent plus à l'Est, les micaschistes de Combe de Selves ne montrent jamais de filons granitiques.

b) Etude microscopique

.. Le faciès non écrasé

La composition minéralogique de ces micaschistes est la suivante :

- |                                      |              |
|--------------------------------------|--------------|
| - quartz                             | - staurotide |
| - mica blanc ( $2V = 30\ 34^\circ$ ) | - tourmaline |
| - biotite                            | - chlorite   |
| - grenat                             | - apatite    |

La structure est granolépidoblastique, finement plissotée.

Le quartz forme des lits leucocrates (quelques microns d'épaisseur) ; il est toujours accompagné de nombreux grenats et d'un peu de staurotide. Il se dispose en petits grains xénomorphes, généralement à extinction onduleuse. Dans les têtes de plis il n'est pas rare de voir une ou deux grandes plages de quartz épousant parfaitement la charnière. Il a certainement recristallisé lors du plissement qui a donné ces microplis.

Le mica blanc est probablement une phengite ( $2V = 30\ 34^\circ$ ) qui est avec le quartz le constituant le plus important de la roche. Elle se dispose en longues lamelles intimement associées à un peu de biotite en groupements épitaxiaux. Dans les têtes de plis elle se présente toujours disposée en paillettes articulées ou ployées, épousant parfaitement les lits quartzeux ; dans les charnières très aiguës les grandes lames de phengite formant les deux flancs du pli se rejoignent en donnant une disposition en toit.



fig. 1 - A) Micaschistes de Combe de Selves à grenats en partie limonitisés : L.N. (x 40).

fig. 1 - B) Micaschistes de Combe de Selves montrant un pli en chevron souligné par les lamelles de phengites et de biotites ; L.N. (x 40).



Leur extinction toujours roulante indique qu'elles ont subi de fortes tensions dynamiques.

La biotite en quantité moindre par rapport au mica blanc est très pléochroïque, de couleur vert jaune brun à brun noir. Elle est toujours fraîche, occasionnellement chloritisée dans quelques charnières de plis.

De la tourmaline abonde dans les lits micacés toujours en fines aiguilles parallèles aux micas.

Le grenat (un à deux mm de diamètre), est toujours épigénisé en limonite. Dans certains cas cependant la limonitisation ne s'est développée que sur la bordure du cristal ou à l'intérieur mais alors d'une façon continue, isolant des parties saines du minéral ou des parties transformées en chlorite et quartz. La limonitisation a dû être guidée ici par d'anciennes fractures du minéral. Préférentiellement disposés dans les lits quartzeux, ces grenats recoupent les alignements micacés.

La staurotide n'est jamais fraîche mais toujours transformée en chlorite. En lumière polarisée les fines paillettes de chlorite disposées autour des grains de staurotide frais permettent de retracer l'ancienne forme du minéral. Les staurotides comme les grenats recoupent les lits phylliteux ; ces deux minéraux sont certainement postérieurs aux micas. Le fait qu'ils soient toujours éclatés permet d'affirmer qu'ils ont subi comme les autres éléments de la roche de fortes tensions dynamiques.

Tous les minéraux semblent donc avoir été plus ou moins affectés par la phase tectonique qui a provoqué le microplissement ; cette phase est certainement tardive, seul le quartz et peut-être quelques phengites articulées ont en partie recristallisé.

#### .. Le faciès écrasé

Il représente la quasi totalité du gisement. Sa composition minéralogique est la suivante :

- |              |                 |                |
|--------------|-----------------|----------------|
| - quartz     | - biotite verte | - tourmaline   |
| - mica blanc | - chlorite      | - oxyde de fer |
| - séricite   | - grenat        | - apatite      |

Ce micaschiste présente une structure cataclastique provoquée par des phénomènes de laminage. Tous les minéraux présentent des phénomènes de torsion et d'étirement. De plus les lames minces montrent des fissures parallèles à la foliation de la roche. Ces fissures rubéfiées, remplies d'oxydes de fer, représentent certainement d'anciens plans de glissement. L'alternance des lits phylliteux et des lits quartzeux est encore visible. Les premiers sont constitués par de grandes muscovites fusiformes aux extrémités cassées et tordues. Elles tranchent par leurs dimensions sur le reste des phyllites constituées par une mouture sériciteuse dans laquelle on reconnaît cependant de la biotite verte et des petites plages subcirculaires ou subrectangulaires de chlorite. Il pourrait s'agir des restes transformés d'un ancien minéral : staurotide ou grenat.

Le quartz se dispose en plages étirées et dentelliformes toujours à extinction onduleuse. Il est accompagné de toutes petites paillettes de biotite verte de néoformation.

La tourmaline est encore présente ainsi que quelques rares grenats éclatés, morcelés, en partie chloritisés.

#### c) conclusions

Il est difficile de tirer des conclusions d'un affleurement aussi localisé.

L'étude pétrographique de ces seuls micaschistes ne permet pas de définir de façon absolue le type de métamorphisme qui les a affectés. Cependant ces micaschistes, par leur position structurale (à l'Ouest du granite du Rouet) leur aspect macroscopique, et surtout leur composition minéralogique peuvent être considérés à juste raison comme le prolongement septentrional des micaschistes du Cap Nègre (massif des Maures). Ces derniers présentent en de nombreux points la paragenèse (staurotide, disthène, grenat) caractéristique d'un métamorphisme de type barrowien. Il est tentant d'étendre ce type de métamorphisme aux micaschistes de Combe de Selves et de voir dans la paragenèse staurotide - grenat le sous-faciès B - 2 - 1 de WINKLER.

Dans la classification de JUNG et ROQUES ces roches se placent dans la zone des micaschistes inférieurs, Le faciès écrasé avec l'introduction de minéraux nouveaux ; séricite, chlorite, biotite verte témoigne d'une rétro-morphose dynamique certainement provoquée par la phase tectonique responsable des grands accidents nord-sud ; en particulier ici la zone écrasée de Gardanne - Combe de Selves contre laquelle ces micaschistes sont adossés. Les micaschistes non écrasés montrent eux aussi des traces légères de rétro-morphose : staurotide et grenat chloritisés. On peut se demander ici si la rétro-morphose n'est pas due à la phase tectonique est-ouest responsable de la structure en

chevrons plutôt qu'à la phase tectonique nord-sud.

2) Les gneiss noirs et les injections de granite à cordiérite qui leur sont associés.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Les gneiss noirs constituent la majeure partie du secteur de Gardanne. On peut très bien les observer dans le ruisseau du même nom ainsi que dans les affluents du Gros Collet depuis la ferme de Viouné jusqu'à la faille de Joyeuse. Ces gneiss noirs ont un aspect assez uniforme à l'affleurement ; ils se présentent en bancs d'épaisseur très variable ; on peut cependant distinguer deux grands groupes :

- des gneiss à biotite et parfois à cordiérite constituant le faciès principal ;
- des gneiss à biotite et amphibole ; la distinction sur le terrain n'étant pas toujours aisée.

Le faciès principal ; les gneiss à biotite et cordiérite.

On peut y observer trois sous-faciès montrant tous une grande richesse en biotite.

.. Le sous-faciès à grain fin : la roche est dure, compacte, siliceuse. Elle montre une foliation à peine marquée. Le débit en feuillet y est très difficile voire impossible.

.. Le sous-faciès micacé : il alterne avec le faciès décrit ci-dessus ; la roche est plus claire, le grain plus grossier, la richesse en biotite largement cristallisée facilite le débit en feuillets.

.. Le sous-faciès hétérogène : la roche est encore plus claire ; de grain très hétérogène, car elle montre des ségrégations quartz-feldspathiques importantes évoquant un début de granitisation.

L'alternance de ces sous-faciès de composition minéralogique différente permet de définir un litage stratigraphique. Dans ces formations de gneiss noirs, comme dans le reste du Tanneron d'ailleurs le litage stratigraphique, (qui doit correspondre à l'ancienne stratigraphie) est parallèle à la foliation. On peut donc supposer qu'ici la foliation a été guidée par l'ancienne stratigraphie.

Les faciès accessoires ; les intercalations basiques.

Les gneiss décrits ci-dessus montrent assez fréquemment des intercalations plus basiques constituées par des gneiss à biotite et amphibole et biotite et calcite. Ces roches présentent un grain extrêmement fin ; la foliation est inexistante. Elle montre cependant parfois une fine linéation. Ces caractères les rapprochent fort de l'observation macroscopique des gneiss fins à biotite ; ces intercalations semblent être concordantes avec le litage défini ci-dessus.

Le granite à cordiérite.

Les gneiss noirs de Gardanne sont lardés par un matériel granitique de couleur rose, rouge ou grise ; il s'agit soit de filons recoupant la foliation et montrant une orientation sensiblement nord-sud, soit de filonnets décimétriques à métriques ou d'amygdales conformes à la foliation ; ces filons de dimensions très variables, comme les amygdales, quelle que soit leur couleur montrent une orientation marquée des minéraux noirs. On peut observer de façon constante la présence de cordiérite automorphe, toujours pinitisée. Ce matériel granitique montre à l'affleurement des traces très nettes et très constantes de cataclase : diaclasage intense avec débit de la roche en petites plaquettes et présence de stries de friction. Bien que les injections granitiques soient un phénomène général dans tous les gneiss noirs de Gardanne, ce phénomène est plus développé dans la partie sud du secteur. Les filons y sont plus nombreux et de dimensions plus grandes. Un de ces filons doit être signalé car il montre des dimensions imposantes : 1 km de long pour 150 m de puissance environ dans sa partie la plus large. Le faciès de ce filon (dit filon du Pont de Gardanne) évoque de façon très nette le granite du Rouet qui affleure un peu plus à l'Est.

b) étude microscopique.

Le faciès principal ; les gneiss à biotite et cordiérite.

Ce faciès est caractérisé par une très grande richesse en biotite. L'examen microscopique montre dans les faciès les plus phylliteux la présence de cordiérite et parfois de sillimanite.



.. Le sous-faciès à grain fin : (fig. 2).

Sa composition minéralogique est la suivante :

- |                             |                 |
|-----------------------------|-----------------|
| - quartz                    | - grenat (rare) |
| - oligoclase (An 11 à 13 %) | - apatite       |
| - biotite                   | - zircon        |

La structure est finement granoblastique, elle peut être granolépidoblastique quand la biotite est plus importante. Cette dernière est le seul minéral coloré de la roche, elle se dispose en fines paillettes bien alignées, formant rarement de véritables lits phylliteux ; elle est en général extrêmement fraîche.

Le quartz est abondant, associé au plagioclase qui est un oligoclase acide (An 11-13 %), peu maclé légèrement corrodé par le quartz.

2 A) lumière naturelle

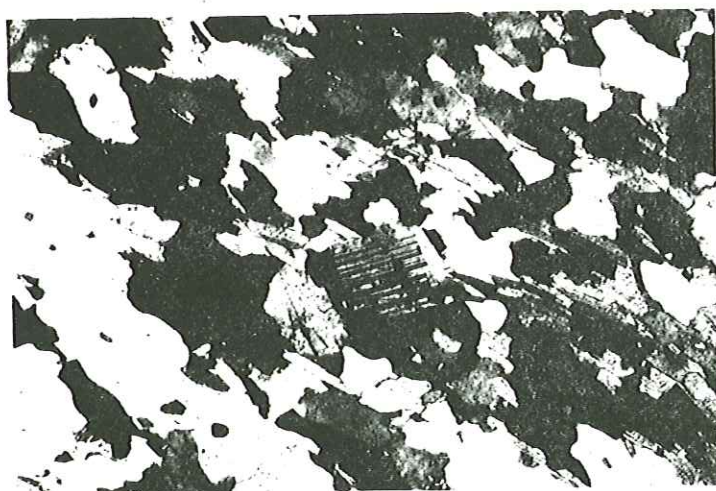
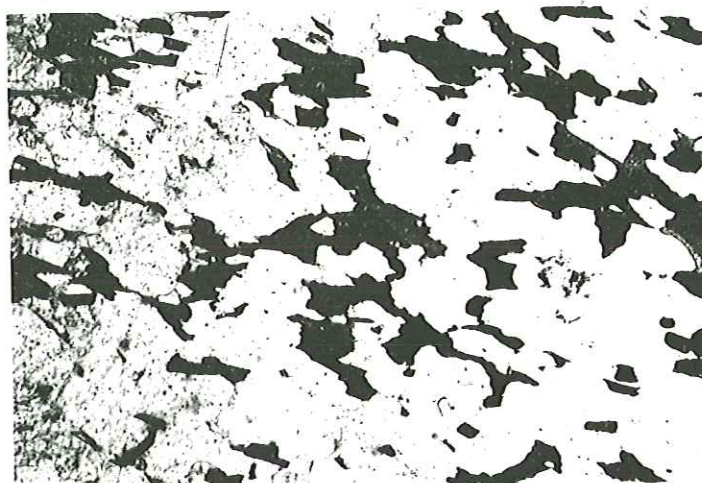


fig. 2

Microphotographies du sous-faciès à grain fin  
(x 40).

2 B) lumière analysée.

On peut noter dans quelques lames la présence de grenat, lui aussi corrodé.

Comme minéraux accessoires on rencontre de l'apatite et de très nombreux zircons aux formes arrondies, aux faces salies et piquetées.

.. Le sous-faciès micacé ; l'examen microscopique nous donne la composition minéralogique suivante :

- quartz	- cordiérite	- myrmékite
- biotite	- oligoclase (An 15 %)	- apatite
- chlorite	- microcline	- muscovite (rare)
- zircon		

La structure est cette fois-ci typiquement granolépido-blastique.

Le quartz est associé aux feldspaths avec lesquels il forme des lits ou de petites amandes effilées. Il se dispose régulièrement en mosaïques fortement engrenées avec le plagioclase qu'il corrode. Ce dernier est un oligoclase (An voisin de 15 %) ; il se présente en petits prismes trapus jamais séricitisés. Du microcline apparaît ici mais en faible quantité ; il se dispose toujours en plages xénomorphes légèrement moirées ; au contact des plagioclases il donne couramment des formations de myrmékite.

La biotite forme des lits épais et continus, alternant avec des lits quartzo-feldspathiques de même épaisseur (2 à 3 mm). Elle est généralement très fraîche, bien que dans certains échantillons elle montre des phénomènes de chloritisation. Cette chloritisation est toujours légère, elle se fait sur le pourtour des minéraux et se propage parfois le long des clivages. Cette biotite fraîche devient franchement chloriteuse quand elle se trouve incluse dans les ségrégations quartzo-feldspathiques du gneiss. En lame mince on peut observer le passage biotite fraîche - biotite chloritisée sur quelques mm. La chloritisation ici est totale (pennine) avec apparition de nombreux exsudats ferro-titanés dans les clivages.

La cordiérite est présente dans ce faciès alors qu'elle n'est jamais visible dans le faciès fin. Elle est toujours intimement associée aux lits de biotite mais elle est beaucoup moins abondante que cette dernière ; il n'est pas rare de ne trouver dans les lames qu'un seul alignement de cordiérite ; il semble que cette dernière se dispose de façon préférentielle dans certains lits bien particuliers.

Les minéraux accessoires : zircon, apatite, magnétite, sont extrêmement nombreux. Ils semblent se disposer en lits. Les zircons aux faces salies et piquetées, aux formes souvent ovoïdes paraissent de même que dans le faciès précédent avoir une origine nettement détritique.

.. Le sous-faciès hétérogène ; (fig. 3)

Sa composition minéralogique peut s'exprimer ainsi :

- quartz	- biotite	- muscovite
- plagioclase (An 14 %)	- cordiérite	- apatite
- microcline	- sillimanite	- zircon

La structure de ce faciès est granoblastique, à granolépido-blastique, hétérogranulaire, parfois même grenue dans les zones leucocrates.

La cordiérite est ici extrêmement développée ; dans certaines lames elle est aussi importante que la biotite à laquelle elle est intimement mêlée. Ces deux minéraux forment des lits plus ou moins parallèles. La cordiérite se présente en plages xénomorphes, corrodées par le matériel quartzo-feldspathique ; en lumière naturelle elle montre une couleur vert jaunâtre. Des exsudats limonitiques sont parfois visibles sur le pourtour ou au cœur du minéral ; elle est toujours transformée en pinnite et muscovitisée. Dans les zones leucocrates la biotite est toujours extrêmement chloritisée, parsemée d'aiguilles de rutile (faciès sagénite).

La sillimanite sous forme fibreuse, parfois en fines aiguilles est associée à la biotite, plus rarement à la cordiérite ; elle est parfois incluse dans les plagioclases.

Le matériel quartzo-feldspathique est ici largement développé ; le plagioclase (An 14 %) est en prismes trapus sub-automorphes, légèrement séricitisés ; le quartz et le microcline eux sont franchement xénomorphes, en très grandes plages corrodant tous les autres minéraux. Le microcline est limpide, légèrement moiré, donnant toujours au contact des plagioclases une profusion de myrmékites. Il semble être le minéral le plus tardif car il englobe plus ou moins tous les autres minéraux.

La muscovite est présente uniquement dans les ségrégations quartzo-feldspathiques, toujours en grandes plages xénomorphes, ou disposée en gerbes sans aucune orientation.

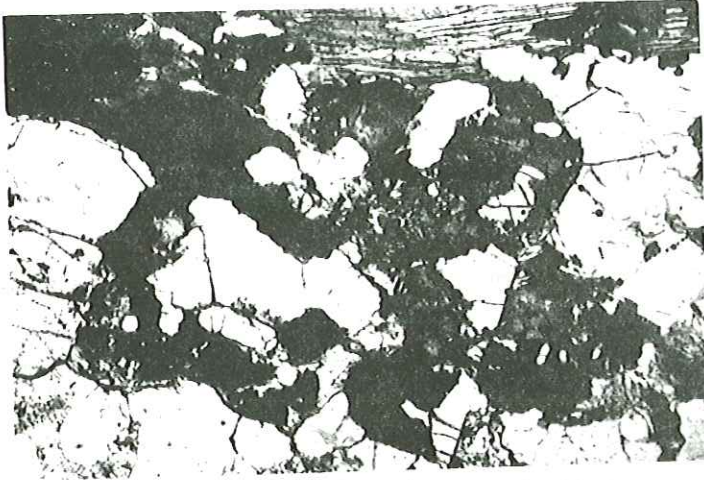
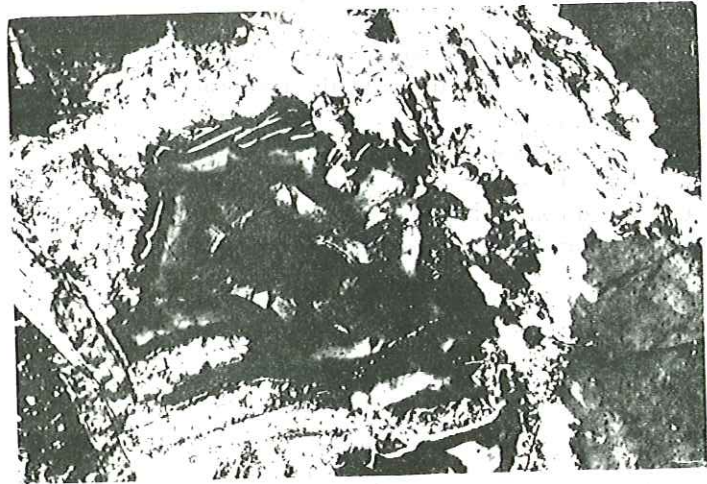


fig. 3 - A) Micrographie des gneiss  
hétérogènes à cordiérite :  
L. N. (x 40).

fig. 3 - B) Détails des altérations de la  
cordiérite : L. N. (x 125).  
- pinite au cœur du minéral  
- séricite sur les bordures.



Les faciès accessoires : les intercalations basiques.

L'étude microscopique des intercalations basiques nous permet de distinguer :

- des gneiss à amphibole et biotite
- des gneiss à biotite et calcite.

.. Les gneiss à amphibole et biotite :

Ils sont rares dans le secteur de Gardanne ; on ne les observe qu'en un seul point ; à l'Ouest du ruisseau du Gros Collet, près du point coté 280,8 m.

L'examen microscopique de ce faciès donne la composition minéralogique suivante :

- |                         |             |
|-------------------------|-------------|
| - amphibole             | - apatite   |
| - biotite               | - sphène    |
| - quartz                | - zircon    |
| - plagioclase (An 32 %) | - magnétite |

La structure est granolépidoblastique.

L'amphibole est une hornblende brun vert à vert jaune clair. Elle se présente en plages xénomorphes, toujours profondément corrodées par le plagioclase et le quartz ; il ne reste parfois que de véritables squelettes d'amphibole. Elle est en général fraîche ; on remarque cependant sur le bord de certains cristaux et le long des clivages un début d'altération en calcite et chlorite.

La biotite se présente toujours associée à l'amphibole ; on la rencontre accolée à cette dernière ou prenant naissance dans ses clivages. Un début de chloritisation est fréquent sur le bord des biotites.

Le plagioclase est une andésine (An 32 %) ; il se dispose en petits prismes trapus légèrement séricitisés, pauvrement maclés.

Le quartz est présent mais en très faible quantité ; il se dispose en plages arrondies corrodant le plagioclase et la hornblende.

#### .. Les gneiss à biotite et calcite.

La composition minéralogique de ces gneiss est la suivante :

- |            |                            |
|------------|----------------------------|
| - quartz   | - plagioclase (An 42-48 %) |
| - biotite  | - apatite                  |
| - calcite  | - zircon                   |
| - chlorite |                            |

La structure est granoblastique, le grain très fin.

La biotite est fraîche ou bien très légèrement chloritisée à ses extrémités ; elle donne à la roche une orientation très nette. Elle est toujours associée à des plages de forme prismatique constituées de calcite et de chlorite. Il s'agit d'un ancien minéral très calcique et magnésien totalement déstabilisé, probablement d'anciens pyroxènes ou amphiboles.

Le plagioclase est abondant, richement maclé. C'est une andésine de 42 à 48 % d'An, parfois zonée, le cœur étant toujours occupé par de fines paillettes de séricite. Ces plagioclases par leur habitus rappellent ceux des roches éruptives basiques.

Le quartz est peu abondant ; il constitue quelques ségrégations formées par de grandes plages xénomorphes à extinction onduleuse. Dans ces roches on rencontre comme minéraux accessoires quelques zircons corrodés, et une très grande quantité d'apatite disposée en longues et fines aiguilles. Elles ont le même habitus que les apatites des roches éruptives.

#### Le granite à cordiérite.

Les filons, les filonnets comme les amygdales de granite à cordiérite livrent à l'examen microscopique une composition minéralogique extrêmement homogène proche de celle du granite du Rouet :

- |                         |                       |              |
|-------------------------|-----------------------|--------------|
| - quartz                | - biotite chloritisée | - tourmaline |
| - plagioclase (An 15 %) | - muscovite           | - zircon     |
| - microcline            | - séricite            | - apatite    |
| - cordiérite            |                       |              |

La roche, dans la plupart des cas, est toujours très cataclasée ; tous les minéraux sont brisés, tordus, plus ou moins orientés dans le plan de laminage. Cependant certains échantillons préservés des effets dynamiques permettent d'observer la structure primaire de la roche. Celle-ci est typiquement granoblastique, hétérogranulaire, avec par endroits des structures en mortier et quelques restes de structure en cloison. Ceci évoque une cristallisation syntectonique.

Le quartz est toujours très abondant ; il se dispose en grandes plages dentelliformes, polycristallines, englobant tous les autres minéraux.

La biotite très pléochroïque, n'est jamais fraîche ; elle est toujours plus ou moins chloritisée sur le pourtour et à partir de ses clivages. Elle est toujours en moins grande quantité que la cordiérite en section automorphe, pinitisée et séricitisée ; l'altération atteint parfois le stade mica blanc (gigantolite).

La muscovite existe sous deux formes : celle provenant de l'altération de la cordiérite, vue plus haut, et celle qui se présente en longues et fines paillettes groupées en houppes mais plus généralement en traînées, associées à de la biotite, et qui est certainement indépendante des processus d'altération si on en juge par sa position. Ces traînées phylliteuses forment souvent des cloisons autour des minéraux blancs.

Les plagioclases (oligoclase An 15 %) sont à tendance automorphe, légèrement zonés, au cœur plus ou moins séricitisé. Ils sont accompagnés de microcline en très grandes plages moirées tranchant par leurs dimensions sur les autres minéraux. Ces dernières, à tendance poecilitique, englobent fréquemment des plagioclases au contact desquels elles donnent une profusion de myrmékites. Microcline et plagioclase sont entourés d'une couronne de tout petits minéraux : quartz, plagioclase, microcline. Il s'agit là de la disposition classique dite structure en mortier.

Comme minéral accessoire on peut citer la tourmaline souvent présente en petits cristaux corrodés.

Le filon de Gardanne, s'il révèle une composition minéralogique identique à celle des filonnets ou des amygdales, montre par contre une structure où les dispositions en cloison et en mortier ont complètement disparues. La structure est à tendance nettement grenue. Le plagioclase y est automorphe ; le quartz se dispose en plages lobées bien circonscrites ; le microcline est lui aussi sub-automorphe, en grands cristaux qui contiennent parfois, en inclusions, du quartz et du plagioclase. Ce microcline est souvent associé à des lames de muscovite xénomorphes, dentelées, sans orientation.

La composition volumétrique de ce granite à cordiérite et structure grenue obtenue par comptage est la suivante :

- quartz .....	30
- microcline.....	35
- plagioclase .....	27
- biotite .....	1
- cordiérite.....	3
- muscovite .....	4

Il s'agit donc d'un granite monzonitique, hololeucocrate. Ce granite (faciès filon de Gardanne) par son aspect macroscopique, sa composition minéralogique (cordiérite automorphe), sa composition volumétrique, présente tous les caractères du granite du Rouet, plus particulièrement ceux du faciès intermédiaire de M. BOUCARUT.

### c) conclusions.

#### Origine lithologique des gneiss noirs.

Il est difficile en l'absence d'analyses chimiques d'avoir une idée très exacte sur la lithologie originelle de ces gneiss. Cependant leur disposition à l'affleurement :

- en bancs d'épaisseur variable,
- l'alternance de niveaux phylliteux à schistosité marquée, riches en minéraux alumineux et de niveaux plus massifs sans foliation, beaucoup plus quartzeux, ne peut être que le résultat d'une ancienne sédimentation rythmique.

L'examen pétrographique a montré de plus dans le faciès principal, la présence de nombreux "minéraux lourds" aux faces salies et piquetées, aux formes souvent arrondies, évoquant une usure due à un certain transport. On peut donc penser que les gneiss noirs de Gardanne proviennent d'une ancienne série sédimentaire de type argilo-gréseux, (ou de type grauwackes). Les bancs "basiques" intercalés dans la série pourraient avoir, eux, une origine ortho : anciens sills ou filons couche de lave basique. Comme on a pu le constater, certains caractères pétrographiques : habitus des plagioclases très maclés, apatite en longues et fines aiguilles le laissent supposer.

#### Zonéographie.

Les caractères minéralogiques et structuraux des gneiss de Gardanne nous permettent d'affirmer qu'ils ont subi un métamorphisme élevé : niveau des gneiss inférieurs dans la classification de JUNG et ROQUES.

L'association minéralogique sillimanite - cordiérite nous permet, de plus, d'affirmer qu'il s'agit d'un métamorphisme "basse pression". La paragenèse sillimanite - cordiérite - biotite est caractéristique dans ce type de métamorphisme, du cordiérite - amphibolite faciès (sous-faciès A-2-2 de WINKLER).

### Signification du sous-faciès hétérogène.

Ce faciès se différencie du sous-faciès micacé par une prédominance des éléments leucocrates sur les éléments noirs et une plus grande richesse en cordiérite.

Cela pourrait s'expliquer par la réaction classique : biotite + sillimanite + quartz  $\rightarrow$  cordiérite + feldspath K. Il faut remarquer cependant que la sillimanite rare dans le faciès micacé est plus abondante dans le faciès hétérogène. Le feldspath potassique, lui, n'est jamais en très grande quantité dans les deux faciès ; il ne semble pas avoir de relation particulière avec la cordiérite.

L'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer ce faciès hétérogène est celle d'une différence lithologique originelle. Les parties leucocrates représenteraient d'anciens niveaux arkosiques, les parties phylliteuses des niveaux originellement plus pélitiques (argileux). Sous l'action du métamorphisme élevé, les lits quartzo-feldspathiques ont subi une remobilisation préférentielle ; un début de granitisation sur place avec très certainement des échanges de matière à l'échelle du cristal. Ceci pourrait expliquer la déstabilisation de la biotite en chlorite et poussière ferrotitanée uniquement dans ces niveaux, ainsi que le caractère envahissant du quartz et l'apparition tardive de microcline et de muscovite, tous deux poecilites.

L'hypothèse d'un commencement de granitisation différentielle permet d'expliquer parfaitement la présence importante de cordiérite. On sait (Von ELLER, 1964) que ce minéral n'est pas symptomatique d'une zone particulière du métamorphisme régional, son apparition est liée étroitement à la composition chimique de la roche originelle : présence dans la roche de Fe, Mg, Al et présence d'eau. Toutes ces conditions semblent être ici réalisées. En effet la cordiérite se présente toujours dans certains lits bien particuliers de la roche également très riches en biotite (d'où richesse en Fe, Al, Mg) ; de plus les phénomènes de granitisation affectant les niveaux leucocrates favorisent la cristallisation de la cordiérite puisque la granitisation est toujours en relation directe avec la présence dans la roche d'une certaine quantité d'eau.

### Le granite à cordiérite.

Le faciès hétérogène à cordiérite par ses caractères minéralogiques et structuraux est fort voisin des filonnets ou amygdales de granite à cordiérite injectant les gneiss noirs. On peut penser que ce matériel granitique à cordiérite n'est qu'une manifestation plus affirmée, mieux individualisée des phénomènes décrits ci-dessus. Ce granite a très bien pu se former à faible profondeur par anatexie en masse des gneiss noirs, ou, pour certaines amygdales par anatexie préférentielle de certains lits de composition initiale particulière. Le matériel anatectique a pu par la suite migrer sous l'action de phénomènes tectoniques contemporains du métamorphisme, ce qui expliquerait sa structure en mortier et les restes de structure en cloisons. Le stock granitique du Rouet représenterait les stades ultimes et à grande échelle des processus de granitisation que nous venons d'évoquer.

### 3) La zone écrasée de Gardanne-Combe de Selves.

#### a) aspect sur le terrain.

Il s'agit d'une zone écrasée de direction nord-sud jalonnant un accident important parallèle à la faille de Joyeuse. Elle montre des roches écrasées ou franchement mylonitiques sur plus de 300 m dans sa partie la plus large, à la hauteur du chemin de la mine de Pennafort. Il n'est pas rare cependant de trouver au sein des mylonites des roches en partie épargnées par l'écrasement et encore fort reconnaissables. Il s'agit de gneiss à deux micas et de petits pointements granitiques auxquels P. BORDET a donné le nom de granite de Pennafort et qu'il considère être "l'équivalent sinon le prolongement du granite de l'Hermitan".

Les gneiss à deux micas sont toujours très altérés, de couleur jaunâtre ; la muscovite en grandes lames étant toujours visible à l'œil nu. Le granite montre, lui, un grain moyen, il est de couleur rose ou rouille. Les affleurements principaux se situent sur la route D 25 et aux alentours de la ferme de Gardanne ; il s'agit de plusieurs filons plus ou moins épais, injectant les gneiss plutôt que d'un unique pointement granitique.

#### b) étude microscopique.

### Les gneiss écrasés à deux micas.

L'examen microscopique de ces roches donne la composition minéralogique suivante :

- quartz
- plagioclase (An 13 %)
- muscovite
- chlorite
- grenat
- apatite

La structure est extrêmement tourmentée par les déformations dues aux effets de la cataclase ; les anciens lits phylliteux sont cependant encore visibles par endroits.

Le quartz en grandes plages à extinction onduleuse est associé au plagioclase, un oligoclase acide (An 13 %) qui présente des macles tordues en grande partie effacées par une séricitisation intense. Celle-ci recouvre tous les plagioclases d'une fine pigmentation micacée.

La muscovite par ses grandes dimensions tranche sur le fond de la roche ; elle présente elle aussi des traces nettes de cataclase : extinction onduleuse, extrémités effilochées et tordues ; la plupart du temps les muscovites sont emballées dans une mouture de séricite.

La chlorite est très abondante ; elle se dispose en grandes plages effilochées contenant par endroit des restes d'une ancienne biotite.

Le grenat est quelquefois présent, toujours morcelé.

L'apatite est par contre abondante, elle aussi toujours morcelée.

L'étude pétrographique nous montre donc que nous sommes en présence d'un gneiss à deux micas ayant subi une rétomorphose dynamique provoquant le développement de chlorite et de séricite.

Les pointements granitiques <sup>(1)</sup> de Gardanne - Combe de Selves.

Leur composition minéralogique peut s'exprimer ainsi :

- quartz
- plagioclase (An 15 %)
- microcline
- chlorite
- séricite

La structure est grenue à grain moyen.

Le plagioclase est un oligoclase (An 15 %) zoné et automorphe. Il est toujours extrêmement séricitisé, seules les bordures des cristaux sont encore assez bien conservées. Ces plagioclases sont moulés par du quartz en grandes plages polycristallines, à extinction onduleuse et par du microcline finement perthitique. La biotite est complètement transformée en chlorite parsemée de rutile (faciès sagénite).

Composition volumétrique :

- quartz = 36
- feldspath potassique = 24
- plagioclase = 37
- chlorite = 3

Il s'agit donc d'un granite fortement quartzique, sub-plagioclasiq, à la limite entre une granodiorite et un granite monzonitique. Ce granite, du moins dans les lames étudiées, n'a jamais montré de cordiérite. Ceci est un fait important qui tend à séparer ce granite de celui du Rouet et des filons de Gardanne.

---

(1) - Les affleurements granitiques étant échelonnés tout au long de la zone mylonitique Gardanne - Combe de Selves, la dénomination ci-dessus a été préférée à celle de "granite de Pennafort" de P. BORDET qui bien qu'antérieure, semble impropre.

#### IV. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU SECTEUR DE GARDANNE

Comme nous venons de le voir, le secteur de Gardanne peut être subdivisé en deux compartiments bien définis.

- Un compartiment ouest peu étendu, occupé par des micaschistes à deux micas qui par leur position structurale, leur aspect macroscopique, leur composition minéralogique sont identiques au faciès moyen des mica-schistes du Cap Nègre (Maures). Comme ces derniers, ils ont probablement pour origine une ancienne série pélitique alumineuse ayant évolué sous les conditions d'un métamorphisme de type intermédiaire : moyenne température, haute pression. Ces micaschistes se situeraient dans la zone amphibolite-faciès : (sous-faciès B.2.1. de WINKLER).

- Un compartiment est occupé dans sa totalité par des gneiss noirs à biotite-cordiérite-sillimanite, accompagnés par des faciès plus basiques (à amphibole) et injectés de granite à cordiérite.

Cette formation a certainement pour origine une ancienne série sédimentaire argilo-gréseuse, troublée par endroit par de faibles manifestations volcaniques basiques. Elle peut faire penser à des faciès volcano-sédimentaires ou même à des grauwackes

La présence dans les gneiss de sillimanite et de cordiérite indique que ces différentes roches ont subi un métamorphisme "basse pression", de type Abukuma (sous-faciès A.2.2. de WINCKLER). Ce métamorphisme à température élevée est responsable dans ce compartiment des phénomènes de granitisation aboutissant à un granite très proche de celui du Rouet.

Le secteur de Gardanne est donc extrêmement intéressant car il nous permet d'observer de part et d'autre de l'accident de Gardanne-Combe de Selves deux compartiments se différenciant à la fois par la lithologie originelle et les types de métamorphisme.

- Un type Barrow (moyenne température, haute pression) à l'Ouest.

- Un type Abukuma (haute température, basse pression) à l'Est. Métamorphisme accompagné ici de phénomènes de granitisation aboutissant au granite du Rouet.



CHAPITRE III - LE SECTEUR DE SAINT-PAUL - BAGNOLS

PLAN

I. - LES LIMITES GEOLOGIQUES.

II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

A) Les gneiss de Fontcounille-Suanes.

1) Les gneiss de Fontcounille.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

b) étude microscopique.

+ Les gneiss "basiques" et les faciès associés.

.. Gneiss banaux à biotite.

.. Gneiss calciques.

.. Gneiss à cordiérite.

.. Les amphibolites.

.. Les cipolins.

.. Résumé des observations précédentes.

+ Les gneiss "acides" et les faciès associés.

.. Gneiss fins à biotite et muscovite.

.. Gneiss à biotite, muscovite, sillimanite.

.. Gneiss feldspathiques à biotite, sillimanite, cordiérite.

.. Les leptynites à grenat.

.. Résumé des observations précédentes.

2) Les gneiss des Suanes.

a) aspect sur le terrain, définition macroscopique.

b) étude microscopique.

c) conclusions relatives aux gneiss des Suanes.

3) Conclusion à l'étude des gneiss de Fontcounille-Suanes.

B) Les gneiss du vallon du Broch.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

b) étude microscopique.

.. Gneiss fins à biotite et grenat.

.. Gneiss fins à biotite, muscovite, sillimanite résiduelle.

.. Le faciès schisteux.

.. Conclusions à l'étude des gneiss du vallon du Broch.

C) Les migmatites de Saint-Paul - Bagnols.

1) Les migmatites hétérogènes.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude microscopique.

- .. Les migmatites hétérogènes schisteuses.
- .. Les migmatites hétérogènes litées.
- .. Les septats non migmatisés.
- .. Les migmatites à amphibole.

2) Les anatexites de Saint-Paul.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude microscopique.

- .. Les anatexites de Saint-Paul.
- .. Les bancs quartzitiques du vallon de l'Ourset.

3) Le granite à tourmaline de Grime.

4) Conclusions à l'étude des migmatites de Saint-Paul - Bagnols.

D) Conclusions générales au secteur de Saint-Paul - Bagnols.

Carte du secteur de Saint-Paul - Bagnols. - Hors texte n° 1. -

## LE SECTEUR DE SAINT-PAUL - BAGNOLS .

-----

Ce secteur est séparé de la région de Gardanne par celui de Joyeuse-Fontcounille. Celui-ci, présentant une originalité manifeste puisqu'il est constitué essentiellement de roches granitiques, sera étudié ultérieurement.

Le secteur de Saint-Paul - Bagnols montre, par delà ce secteur particulier de Joyeuse-Fontcounille, le prolongement vers l'Est du métamorphisme de type Abukuma déjà décrit dans les gneiss de Gardanne.

### I. - LES LIMITES GEOLOGIQUES.

Le secteur de Saint-Paul - Bagnols présente, à l'Est, à l'Ouest et au Sud des limites structurales qui sont respectivement :

- l'accident du Ribas - Vallon du Gabre,
- la zone faillée de Fontcounille,
- l'effondrement du Permo-Trias de Bagnols.

Au Nord, le cristallophyllien du Tanneron disparaît sous les assises du Trias inférieur qui, ici, s'avance largement vers le Sud, réduisant dans une large mesure la surface d'affleurement des terrains métamorphiques.

### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

Le secteur de Saint-Paul - Bagnols peut se schématiser ainsi :

- une zone migmatitique occupant le centre du secteur : ce sont les migmatites de Saint-Paul - Bagnols.
- deux bandes gneissiques orientées nord-sud et situées de part et d'autre de la zone migmatitique. Il s'agit :
  - des gneiss noirs du vallon du Broch à l'Est ;
  - des gneiss noirs de Fontcounille-Suanes à l'Ouest.

Dans cette dernière formation on note une variation de faciès du Sud vers le Nord :

- les gneiss de Fontcounille au Sud ;
- les gneiss des Suanes au Nord.

L'étude de la zone migmatitique du secteur de Saint-Paul - Bagnols permet d'individualiser deux faciès principaux :

- les anatexites de Saint-Paul au cœur même de la zone migmatisée ;
- les migmatites hétérogènes à biotite et sillimanite parfois à fantômes d'amphibole situées de part et d'autre des anatexites.

La partie orientale des migmatites hétérogènes est injectée de filons de granite à tourmaline de un à cinq mètres de puissance, généralement orientés Est-Ouest. Ils sont très nombreux dans la zone située à l'Ouest de Grime où ils forment un réseau très dense. La couverture végétale extrêmement importante ne permet pas une cartographie précise.

P. BORDET interprète cette formation comme un petit lacolithe de granite à tourmaline.

Les migmatites de Saint-Paul comme les gneiss noirs montrent une schistosité cristallophyllienne orientée à peu près Nord-Sud avec un pendage plus ou moins accentué vers l'Est.

### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

#### A) Les gneiss de Fontcounille-Suanes.

La bande gneissique de Fontcounille-Suanes est constituée par des gneiss noirs ou gris assez monotones à l'affleurement. Ils montrent une foliation NNW-SSE avec un pendage constant vers l'Est ; on peut toutefois distinguer deux groupes de gneiss bien délimités :

- au Sud les gneiss de Fontcounille qui, comme nous le verrons, s'apparentent fort à ceux de Gardanne ;
- au Nord les gneiss des Suanes beaucoup plus feldspathiques.

#### 1) - Les gneiss de Fontcounille :

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

C'est dans la partie aval du vallon de Rioutard que l'on peut faire la meilleure coupe de ces gneiss. Ils sont de couleur noire ou grise, riches en biotite, disposés généralement en petits bancs d'épaisseur variable. Le grain est très fin (moins de 1 mm) avec des intercalations de bancs plus grenus ; la roche est alors moins sombre, plus feldspathique ; elle montre de grandes plages de biotite, la muscovite devient visible à l'œil nu. Par endroit les gneiss sont parcourus par des filonnets leucocrates qui tranchent sur la couleur noire de la roche ; ils sont concordants ou sécants sur la foliation ; leurs bords souvent flous sont parfois soulignés par des recristallisations de biotite. Il s'agit très certainement là d'ébauches de phénomènes de granitisation, identiques à ceux qui ont été étudiés dans le secteur de Gardanne. Ici ces phénomènes peuvent très bien s'observer à l'entrée du vallon de Rioutard, dans le haut du vallon de Fontcounille, au Nord de la ferme de la Combe.

Intercalés dans ces gneiss on note de plus :

- des passées d'amphibolite,
- des passées de leptynite,
- des passées de cipolin.

Les bancs d'amphibolites sont les plus nombreux ; on peut les observer dans le vallon de Fontcounille, mais surtout dans le vallon de Rioutard où on peut en distinguer deux types : des amphibolites massives et à grain fin, des amphibolites litées à grain plus grossier ; ces dernières passent sur leurs bords à des gneiss à amphibole.

Les leptynites à grenats ont été déjà reconnues par M. BOUCARUT (1963) ; elles forment un banc repère orienté Nord-Sud que l'on peut suivre sur les hauteurs qui dominent le vallon de Rioutard. Dans ces faciès les grenats peuvent atteindre un centimètre de diamètre.

Les cipolins constituent deux petits affleurements à l'entrée du vallon de Rioutard et dans le vallon de Fontcounille non loin des amphibolites précitées.

##### b) étude microscopique.

Si les gneiss de Fontcounille sont assez monotones à l'affleurement, l'examen microscopique montre cependant une grande variété dans la composition minéralogique.

On peut distinguer deux sortes de gneiss :

- des gneiss basiques (1) : gneiss banaux à biotite, et leurs faciès variantes :
  - .. gneiss "calciques"
  - .. gneiss à biotite, cordiérite, grenat (sillimanite).

A ces gneiss sont associées des passées d'amphibolite et de cipolin.

- des gneiss acides (1) : gneiss à biotite et muscovite, et leurs faciès variantes :

---

(1) - Les termes "basiques" et "acides" doivent être pris dans un sens relatif et non dans un sens absolu. Les gneiss basiques correspondent à des niveaux riches en ferromagnésien (biotite, amphibole) alors que les niveaux acides sont généralement plus riches en quartz et feldspaths.

- .. gneiss à biotite, muscovite et sillimanite ;
- .. gneiss à biotite, muscovite, sillimanite, cordiérite.

A ces gneiss sont associées des leptynites à grenats.

+ Les gneiss basiques et les faciès associés.

.. gneiss banaux à biotite : ils sont de couleur noire ou grise, à grain extrêmement fin.

Leur composition minéralogique est la suivante ;

- biotite
- quartz
- plagioclase (29 - 32 %)
- accessoires.

La structure est granolépidoblastique, isogranulaire.

La biotite est généralement fraîche, mais elle peut subir une légère chloritisation à partir des clivages. Elle se dispose en petites lamelles isolées, bien alignées ou associées entre elles, formant de minces lits phylliteux.

Une biotite oblique sur la foliation, peut apparaître dans certains cas, mais cela semble être un phénomène local.

Le quartz est toujours bien représenté dans ces roches. Il se dispose en plages amiboïdes à extinction onduleuse. Il a toujours tendance à corroder les autres minéraux, en particulier le plagioclase. Ce dernier est un oligoclase - andésine (29 à 32 % d'An). Il est parfois très légèrement zoné sur sa bordure et présente de belles macles : albite, albite - péricline, albite Carlsbad. Il rappelle par son habitus les plagioclases des roches éruptives.

Dans ces lames, la muscovite peut apparaître parfois en très petite quantité, toujours parallèle aux lits de biotite. De plus, le feldspath potassique (microcline) généralement absent peut être observé dans certains lits leucocrates.

Tous ces gneiss à biotite sont remarquables par leur grande richesse en minéraux accessoires. Ceux-ci, suivant les lames, peuvent être : zircon - apatite - tourmaline - sphène - monazite - magnétite. Les apatites sont toujours en prismes trapus ; elles ne présentent jamais la disposition en longues et fines aiguilles qu'on lui connaît dans les roches éruptives. Les minéraux accessoires montrent eux des arêtes arrondies, des faces piquetées et salies, des angles émoussés. De plus ces minéraux ne sont pas disposés au hasard dans les lames mais bien suivant des lits préférentiels. Tous ces critères laissent supposer que ces gneiss noirs à biotite ont une origine sédimentaire.

#### .. Gneiss "calciques"

Les gneiss banaux à biotite peuvent passer par endroit à des gneiss beaucoup plus basiques ; l'aspect macroscopique de la roche ne change pas, le grain reste fin, la structure identique à celle des gneiss décrits ci-dessus. La composition minéralogique est la suivante :

- quartz
- chlorite
- zircon
- biotite
- calcite
- magnétite
- plagioclase (An 38 %)
- apatite

Il apparaît ici des fantômes de minéraux ferromagnésiens qui pourraient être des amphiboles. En effet ces minéraux sont toujours pseudomorphosés en chlorite et calcite, la chlorite se disposant en lanières, retraçant les anciens clivages du minéral et isolant ainsi des zones calciteuses de forme losangique. Ces anciens minéraux se présentent toujours en plages xénomorphes en partie corrodées par le quartz et le plagioclase. De plus ils sont souvent associés à des biotites plus ou moins chloritisées se disposant sur les bordures des plages calcito-chloriteuses ou dans les anciens clivages du minéral.

Le plagioclase est ici plus basique que dans les gneiss à biotite seule ; il s'agit d'une andésine à 38 % d'An qui corrode les fantômes d'amphibole.

Ce sont ces roches qui sur le terrain sont étroitement liées aux amphibolites litées.

Les gneiss à biotite comme les gneiss plus calciques montrent très fréquemment des indices de cataclase toujours postérieurs à la cristallogenèse. Les minéraux sont très souvent cassés, tordus ; la roche montre une fissuration intense à l'échelle de la lame mince ; les fissures étant toujours cicatrisées par des cristallisations tardives de quartz, d'albite, de chlorite, parfois de calcite.

.. Les gneiss à cordiérite.

Les gneiss à biotite comme les gneiss calciques présentent dans la partie ouest de la région de Fontcounille - Rioutard des faciès riches en cordiérite et grenat ; parfois même on peut y observer de la sillimanite en prismes trapus mais ceci est assez rare. Nous décrivons ici deux faciès dont la paragenèse minérale est importante pour la définition du métamorphisme qui a affecté ce matériel.

.. Gneiss à biotite - calcite - cordiérite - grenat.

- |                         |              |
|-------------------------|--------------|
| - quartz                | - cordiérite |
| - plagioclase (An 38 %) | - sphène     |
| - chlorite              | - zircon     |
| - calcite               | - monazite   |
| - grenat                | - apatite    |
| - magnétite             |              |

La structure est granolépidoblastique, hétérogranulaire. Il s'agit d'un gneiss identique aux gneiss décrits ci-dessus ; les minéraux : quartz, biotite, plagioclase, minéral ferromagnésien pseudomorphosé en calcite et chlorite, présentent les mêmes caractères. Ici apparaît cependant du grenat et de la cordiérite ; cette dernière se présente sous deux formes :

- automorphe, sans association claire avec d'autres minéraux.
- subautomorphe, et associée au grenat.

En lumière naturelle elle présente une couleur vert jaunâtre avec ses altérations jaune citron caractéristiques. Elle est toujours pinitisée et en partie séricitisée. Quand la cordiérite est associée au grenat elle l'entoure en formant une couronne plus ou moins large suivant le degré de corrosion de ce minéral. Ce dernier se présente souvent sque-



fig. 4 - Grenat résiduel au cœur d'une plage de cordiérite - L.N. (x 40).

lettique, revêtant un caractère relictuel au cœur des cordiérites. Il ne fait aucun doute que cette cordiérite se développe aux dépens du grenat. Quand le grenat n'est pas inclus dans la cordiérite il est toujours profondément corrodé et entouré d'une couronne de petits plagioclases et de biotite. Cette dernière est toujours orientée d'une façon radiale ou dans une direction qui est proche de la foliation de la roche.

.. Gneiss à biotite - cordiérite - sillimanite - grenat.

Il s'agit d'un gneiss extrêmement micacé et quartzeux ; les plagioclases y sont en quantité moindre par rapport au faciès moyen de ces gneiss ; la composition minéralogique est la suivante :

- |                         |               |            |
|-------------------------|---------------|------------|
| - quartz                | - grenat      | - chlorite |
| - plagioclase (An 32 %) | - cordiérite  | - zircon   |
| - biotite               | - sillimanite | - monazite |

La structure est granolépidoblastique à tendance lépidoblastique.

La biotite est ici en partie chloritisée avec des exsudats ferrotitanés importants dans les clivages ; elle est très abondante et disposée en lits épais.

La cordiérite subautomorphe est disposée parallèlement à la biotite ; elle présente des altérations classiques en produits micacés : séricite et muscovite.

La sillimanite est rare, en petits prismes trapus, toujours associée à la cordiérite.

Le grenat est peu abondant ; il présente les mêmes caractères que précédemment : corrodé et entouré par de la cordiérite qui se forme à ses dépens.

.. Les amphibolites.

Les gneiss "basiques" de Rioutard et Fontcounille sont associés à des passées d'amphibolites. Celles-ci sont litées ou massives, toujours largement cristallisées (grain de 2 à 3 mm). Elles constituent des bancs plus ou moins épais concordant avec les bancs de gneiss. Le faciès lité montre une alternance de lits leucocrates n'excédant pas une dizaine de centimètres d'épaisseur et de lits amphiboliques de même puissance. Ces bancs passent sur leurs bords à des gneiss à amphibole et par endroits à des cipolins. Tous ces caractères permettent de supposer une origine sédimentaire pour ces formations.

Le faciès lité : une lame mince taillée dans un lit mélanocrate donne la composition minéralogique suivante :

- hornblende
- calcite
- quartz (peu).

La structure est nématoblastique. La roche est à peu près uniquement constituée d'amphibole ; une hornblende automorphe de couleur vert clair à vert jaune brun ( $2V = - 84$  ;  $Z c = 16^\circ$ ). Entre ces prismes de hornblende bien orientés on observe un peu de calcite disposée en petits lits ou en plages isolées. Le quartz est présent, mais en très faible quantité. Il se dispose surtout en gouttelettes incluses dans la hornblende. Les lits leucocrates montrent, eux, la composition minéralogique suivante :

- |                             |              |
|-----------------------------|--------------|
| - quartz                    | - chlorite   |
| - biotite                   | - hornblende |
| - feldspath (30 à 35 % An). |              |

La structure est granoblastique, isogranulaire. Les minéraux colorés sont peu abondants, toujours de petite taille, corrodés par le quartz et les plagioclases. La biotite est rare, associée à de l'amphibole ; elle est toujours déstabilisée en chlorite et poussières ferrotitanées. Les plagioclases et le quartz sont les minéraux les plus abondants constituant le fond de la roche. Le plagioclase est ici une andésine (30 à 35 % An).

Les amphibolites massives : leur composition minéralogique est la suivante :

- |                         |                         |
|-------------------------|-------------------------|
| - hornblende            | - sphène                |
| - biotite               | - zircon                |
| - plagioclase (An 38 %) | - apatite               |
| - chlorite              | - magnétite             |
| - calcite               | - microcline (parfois). |

L'amphibole est une hornblende xénomorphe, de couleur vert sombre à vert brun ; elle est toujours associée à de la biotite ne présentant pas toujours une orientation très nette et toujours chloritisée à partir de ses clivages. L'amphibole subit elle aussi un début d'altération à partir de ses clivages et sur les bordures avec formation de chlorite, calcite et oxyde de fer.

Le plagioclase est une andésine à 38 % An, parsemée de petites paillettes de séricite.

Ces amphibolites massives sont toujours riches en sphène. Dans les amphibolites de ce type qui se situent géographiquement dans le vallon de Rioutard, à une cinquantaine de mètres à l'Ouest de l'accident des Combes-Soulliès, on peut observer l'apparition de microcline. Celui-ci se présente en grandes plages moirées parfois légèrement quadrillées, xénomorphes à tendance poecilitique. Il donne toujours de belles myrmékites au contact des plagioclases. Il est manifestement de cristallisation tardive par rapport à tous les autres minéraux qu'il a tendance à englober.

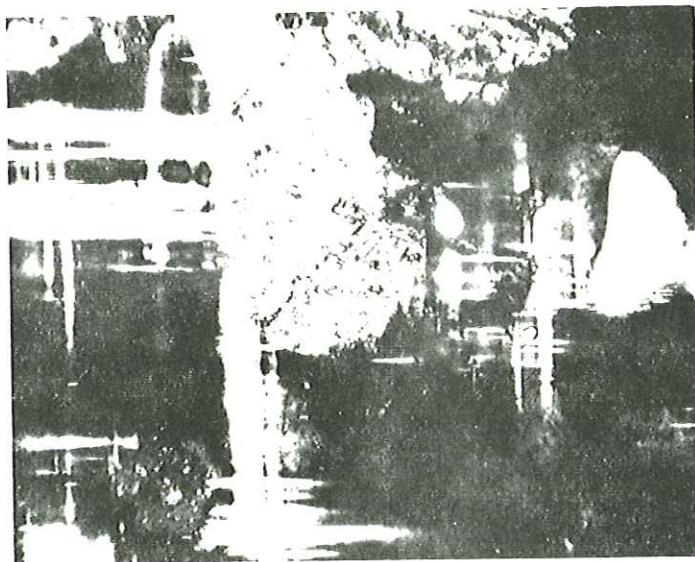


fig. 5 - Microcline tardif poecilitique dans les amphibolites de Rioutard - L. P. (x 40).

Ces amphibolites à microcline envahissant annoncent les migmatites à amphibole situées à l'Est de l'accident des Combes-Soulliès toujours dans le vallon de Rioutard. A la suite de cette remarque on peut se demander si l'accident des Combes-Soulliès a vraiment une grande importance structurale. Son rejet pourrait être de faible amplitude.

#### .. Les cipolins.

Une lame mince taillée dans un échantillon provenant de l'unique affleurement du vallon de Fontcounille nous donne la composition minéralogique suivante :

- |              |            |
|--------------|------------|
| - calcite    | - actinote |
| - phlogopite | - quartz   |

La structure est granoblastique isogranulaire.

La calcite en grandes plages bien cristallisées forme la quasi totalité de la roche ; elle est accompagnée par quelques cristaux d'actinote et de phlogopite. Le quartz est présent en cristaux globuleux mais en faible quantité.



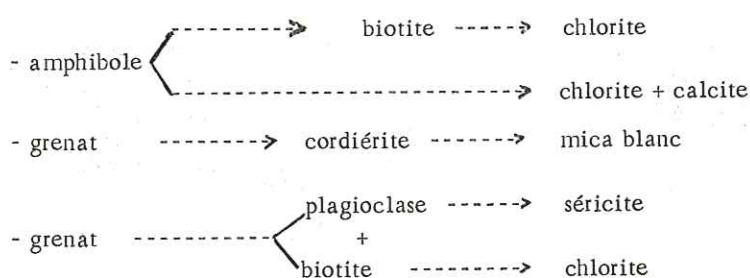
Ce cipolin correspond dans l'ancienne lithologie à des niveaux de calcaire certainement très pur vu le faible développement des minéraux du métamorphisme.

.. Résumé des observations précédentes.

Les gneiss "basiques" à biotite et les faciès associés constituent un ensemble très homogène. Ces roches ont subi un métamorphisme complexe et élevé du type "basse pression". La présence de cordiérite et de sillimanite dans certains niveaux indique que ce métamorphisme s'est effectué dans la zone du cordiérite-amphibolite faciès.

Retenons pour l'instant les faits suivants :

- présence de filonnets leucocrates indiquant des phénomènes de granitisation ;
- microcline envahissant dans certains cas ;
- une évolution pétrogénétique complexe des différents constituants.



- recristallisation locale de biotite oblique sur la foliation.

- recristallisation tardive dans les fissures de quartz - albite - chlorite - calcite.

+ Les gneiss acides et les faciès associés

Comme les gneiss basiques ils se présentent souvent avec un grain très fin et de ce fait ils sont très difficiles à distinguer de ces derniers par le seul examen macroscopique. Ces gneiss ont cependant parfois un grain plus grossier, ils deviennent alors plus feldspathiques et prennent l'allure de gneiss "embréchitiques" ; la muscovite peut être alors visible à l'œil nu.

L'examen microscopique nous permet de distinguer différents faciès :

- des gneiss à biotite et muscovite à grain fin,
- des gneiss à biotite, muscovite, sillimanite,
- des gneiss feldspathiques à biotite, sillimanite, cordiérite.

.. Les gneiss fins à biotite et muscovite.

La composition minéralogique de ces gneiss est la suivante :

- quartz
- biotite
- microcline
- muscovite
- plagioclase (12 à 13 % An)
- sillimanite
- myrmékite
- apatite

La structure est finement granolépido-blastique.

La biotite en petites paillettes bien alignées et le quartz corrodant très légèrement les plagioclases sont identiques à ce que l'on a décrit dans les gneiss à biotite.

Le plagioclase est ici plus acide ; c'est un oligoclase (12 à 13 % d'An). La muscovite est présente en petite quantité ; elle se dispose en fines lamelles formant avec la biotite des groupements épitaxiaux. Elle est certainement contemporaine de cette dernière.

Le microcline est lui aussi en faible quantité mais toujours présent. De tendance poecilitique il englobe le quartz et parfois même des biotites orientées perpendiculairement à la foliation de la roche ; il est très légèrement

moiré et se signale toujours par des couronnes de myrmékites au contact des plagioclases. Ces gneiss fins à biotite et muscovite montrent souvent des filonnets leucocrates concordants ou sécants sur la foliation. Ces derniers en lame mince montrent une structure franchement grenue. Les micas que l'on y rencontre n'ont aucune orientation ; ils se disposent la plupart du temps autour des plagioclases en constituant des cloisons. Souvent à la limite de ces filonnets et de l'encaissant on peut observer une zone réactionnelle composée uniquement de biotite fraîche et de muscovite largement cristallisée. Tout comme dans les zones granitisées de Gardanne ce matériel leucocrate a la composition d'un granite. Par comparaison avec les gneiss encaissants on peut faire les remarques suivantes : ces filonnets présentent une

- augmentation du microcline et des myrmékites,
- déstabilisation totale de la biotite en chlorite et produits ferrotitanés,
- apparition de grandes lames de muscovite pœcilitiques, souvent associées aux feldspaths potassiques,
- recristallisation du mica sur les bordures.

Ce faciès fin à deux micas montre de plus par endroits, des loupes micacées pouvant atteindre deux à trois cm de long et quelques mm d'épaisseur. Ces loupes sont constituées par du quartz, de la sillimanite fibreuse, de la muscovite et parfois un peu de biotite. Quartz et sillimanite forment une association très intime ; la muscovite se dispose toujours sur la bordure de ces loupes ; elle se développe aux dépens de la sillimanite dont elle épouse les contours et présente un clivage orienté perpendiculairement à l'allongement des fibrolites.

.. Gneiss à biotite, muscovite, sillimanite.

Ce gneiss est assez voisin des gneiss à biotite, muscovite et loupes de sillimanite. Il présente cependant une grande richesse en ce dernier minéral qui n'est plus cantonné dans les loupes micacées mais réparti en grande quantité dans toute la roche. Le microcline est lui aussi plus abondant ainsi que la muscovite. Cette dernière se présente sous différentes formes :

- on peut distinguer une muscovite primaire disposée en groupements épitaxiaux avec la biotite ; elle est peu importante ;
- une muscovite secondaire disposée autour de la sillimanite, cette dernière ne faisant plus que figure de résidu ;
- on remarque enfin une muscovite sans orientation nette disposée en travers des lits phylliteux, ou associée au feldspath potassique ; elle est alors en grandes lames pœcilitiques ou en fines lamelles groupées en houpes.

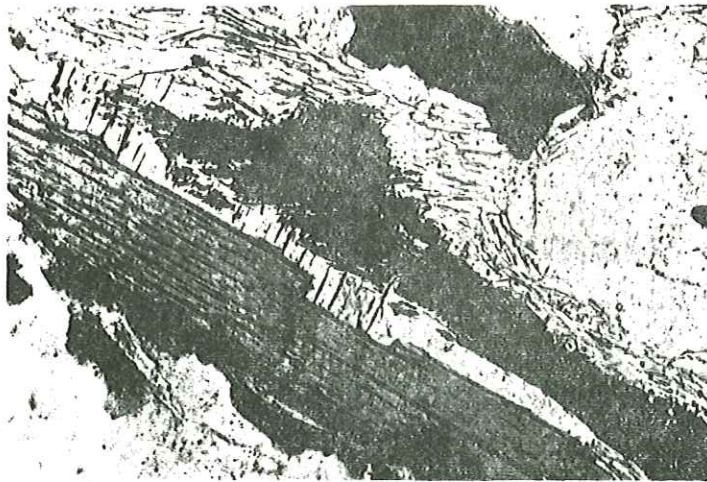


fig. 6 - Fibrolite résiduel au cœur d'une grande lame de muscovite dont les clivages sont perpendiculaires aux lits de biotite - L.N. (x 125).

.. Gneiss feldspathiques à biotite, sillimanite et cordiérite.

Il s'agit ici d'un faciès assez bien localisé, situé dans le vallon de Rioutard, à la verticale du point coté 265,3 m. La roche est très feldspathique ; le quartz et les feldspaths constituent des lits ou des amandes d'environ un cm d'épaisseur. La composition minéralogique est la suivante :

- |               |                         |              |
|---------------|-------------------------|--------------|
| - quartz      | - cordiérite            | - microcline |
| - biotite     | - muscovite             | - myrmékite  |
| - sillimanite | - plagioclase (An 12 %) | - apatite    |
|               |                         | - zircon.    |

La cordiérite apparaît dans ce faciès ; elle est abondante et intimement mêlée à de la sillimanite en prismes trapus ou en fibrolites. On peut cependant observer des cordiérites et des prismes de sillimanite isolés ; ces deux minéraux étant chaque fois entouré par de la muscovite. Cette dernière prend manifestement naissance à partir de ces deux minéraux. Comme dans tous les gneiss "acides" de Fontcounille il existe aussi une muscovite primaire toujours associée en groupements épitaxiaux à la biotite.



fig. 7 - Sillimanite en prismes trapus dans un lit micacé des gneiss feldspathiques de Rioutard - L. N. (x 125).

.. Les leptynites à grenat.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- |                     |               |
|---------------------|---------------|
| - quartz            | - sillimanite |
| - albite-oligoclase | - biotite     |
| - microcline        | - grenat      |
| - muscovite         | - apatite     |

La roche montre une structure granolépidoblastique à granoblastique. Les lits phylliteux sont peu importants et constitués presque uniquement d'anciennes sillimanites pseudomorphosées en muscovite. Quelques reliques de sillimanite fibreuse sont encore cependant visibles au sein du mica blanc. Un peu de biotite peut être associée à ces lits mais en quantité extrêmement faible. Le fond de la roche est constitué presque uniquement de quartz et de microcline avec un degré moindre du plagioclase, quelques grandes lames de muscovite dentelées non orientées ainsi que quelques grenats.

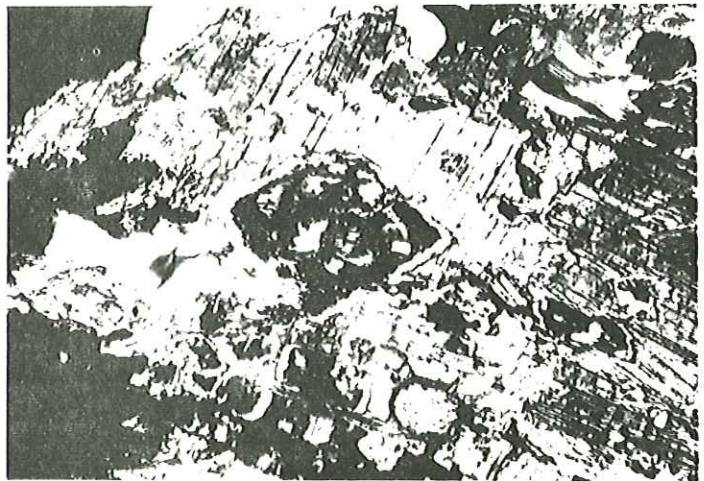
Le microcline se dispose en grandes plages xénomorphes, moirées, parfois même bien maclées ; il donne quelques myrmékites au contact du plagioclase qui est ici de l'oligoclase proche de l'albite. De la muscovite en



fig. 8 - Deux aspects de la pseudomorphose cordiérite - muscovite -

8 A) - Couronnes de muscovite autour de deux plages cordiérite L.P. (x 125).

8 B) - Cordiérite pinitisée résiduelle au cœur d'une grande lame de muscovite L.P. (x 40).



grandes plages sans orientation précise apparaît ici ; elle est comme tous les autres minéraux fortement corrodée par le quartz ; ce dernier, très abondant, se dispose en grandes plages xénomorphes, lobées, à extinction onduleuse. Du grenat est présent en cristaux de taille variable pouvant atteindre deux cm de diamètre. Il est lui aussi en partie corrodé.

.. Résumé des observations sur les gneiss "acides".

Les gneiss "acides" forment un ensemble homogène, à composition minéralogique constante. Ils se différencient des gneiss basiques par :

- l'absence d'amphibole,
- la présence constante d'un oligoclase acide,
- la présence de sillimanite,
- la présence de muscovite primaire en faible quantité,
- l'abondance de feldspath potassique + myrmékite.

Tout comme dans les gneiss "basiques", l'association cordiérite-sillimanite indique que ces gneiss ont subi un métamorphisme de type "basse pression" dans la zone du cordiérite-amphibolite faciès. Enfin de nombreuses observations permettent de penser que ces gneiss ont subi eux aussi une évolution pétrogénétique complexe.

- corrosion des grenats ;

- pseudomorphose sillimanite ----> muscovite
- cordiérite ----> muscovite
- présence de filonnets leucocrates indiquant des phénomènes de granitisation débutants ;
- recristallisation locale de biotite oblique sur la foliation ;
- chloritisation ménagée de la biotite ;
- apparition de muscovite en grandes lames, très secondaire.

## 2) Les gneiss des Suanes.

### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Ils sont séparés des gneiss de Fontcounille par l'accident de la Combe-Soullies-la Bégude. Beaucoup plus feldspathiques et plus grenus que la moyenne de ces derniers, ils sont aussi plus massifs. La disposition en petits bancs tend à disparaître.

A l'examen macroscopique ces gneiss semblent très proches des niveaux "acides" à gros grain rencontrés dans la région de Fontcounille-Rioutard. L'étude microscopique confirme cette manière de voir. Le seul faciès accessoire connu dans cette formation très homogène est un banc de cipolin situé au Sud Est de la ferme des Suanes (BOUCARUT, 1963).

### b) étude microscopique.

La composition minéralogique des gneiss des Suanes est la suivante :

- |                         |               |             |
|-------------------------|---------------|-------------|
| - quartz                | - microcline  | - muscovite |
| - plagioclase (An 18 %) | - myrmékite   | - zircon    |
| - biotite               | - sillimanite | - apatite   |

La structure est granolépidoblastique. Malgré un grain grossier, les lits phylliteux sont encore bien organisés. La composition minéralogique de ces gneiss rappelle tout à fait celle des gneiss "acides" de Fontcounille.

Le quartz est abondant, en grandes plages lobées à extinction onduleuse.

La biotite est associée à un peu de muscovite primaire et à de la sillimanite fibreuse ici très abondante. De la muscovite II se dispose autour d'elle épousant ses formes ; la sillimanite en petits amas flexueux fait souvent figure de relique au cœur de ces muscovites secondaires. Cette dernière se trouve aussi isolée, non associée à la sillimanite, recoupant les lits phylliteux ou intimement associée au microcline ; celui-ci est abondant, moiré, à tendance poëcilitique.

### c) conclusions relatives aux gneiss des Suanes.

L'étude minéralogique confirme l'identité de faciès entre ces gneiss et les gneiss acides de Fontcounille. L'accident de la Combe-Soullies-la Bégude pourrait donc masquer une variation progressive de faciès entre le Nord et le Sud des gneiss de Fontcounille-Suanes. Tout comme dans la région de Rioutard son importance structurale n'est peut-être pas très importante.

## 3) Conclusions à l'étude des gneiss de Fontcounille-Suanes.

### Lithologie originelle :

Certains faits déjà signalés :

- disposition des gneiss en petits bancs,
- présence de cipolin,
- présence d'amphibolite litée à caractère sédimentaire,
- nombreux minéraux accessoires faisant penser à des minéraux "lourds" d'origine détritique ayant subi transport, triage et concentration,
- alternance de bancs "basiques" et "acides",
- grandes variations de détail des faciès,

nous laissent supposer que les gneiss de Fontcounille-Suanes dérivent d'une ancienne série sédimentaire de type flysch.

Pour le seul faciès "basique" une analyse chimique a été effectuée. Elle porte sur une dizaine de kilogrammes

de roche échantillonnée dans le vallon de Rioutard sur une coupe d'environ 150 m de long et orientée perpendiculairement aux bancs. Il n'a pas été échantillonné de cipolin ni d'amphibolite. Voici les résultats exprimés en poids d'oxyde et en pourcentage de cations.

Analyse n° 1 - gneiss "basiques" de Rioutard, Analyste : B. USELLE, 1967, Grenoble.

	Poids d'oxyde	% de cations
Si O <sub>2</sub>	65,05	62,44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,75	17,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,32
Fe O	3,45	2,76
Mg O	2,80	4,03
Ca O	2,60	2,65
Na <sub>2</sub> O	2,85	5,30
K <sub>2</sub> O	2,25	2,76
Ti O <sub>2</sub>	1,00	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,17
Mn O	0,10	0,06
H <sub>2</sub> O +	1,45	
H <sub>2</sub> O -	0,25	
Total	99,55	

On peut constater que la roche présente une assez grande richesse en fer ; ainsi qu'un léger excédent de sodium par rapport au potassium ; elle est assez pauvre en aluminium. Parmi les roches sédimentaires, ce sont les grau-wackes qui par leur composition chimique se rapprochent le plus des gneiss "basiques" de Fontcounille. Le tableau suivant permet de comparer la composition chimique de nos gneiss avec des analyses chimiques moyennes de grau-wackes publiées in PETTIJOHN (1948, p. 205).

	D	E	N° 1
Si O <sub>2</sub>	64,2	68,1	65,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	15,4	15,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,0	3,4 (1)	1,80
Fe O	4,2	3,4	3,45
Mg O	2,9	1,8	2,80
Ca O	3,5	2,3	2,60
Na <sub>2</sub> O	3,4	2,6	2,85
K <sub>2</sub> O	2,00	2,2	2,25
Ti O <sub>2</sub>	0,5	0,7	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,2	0,20
Mn O	0,1	0,2	0,10
H <sub>2</sub> O +			1,45
H <sub>2</sub> O -	2,2	2,1	0,25
C O <sub>2</sub>	1,6		
Total	100,0	102,4	99,55

Analyse D : moyenne de 5 grau-wackes (F.J. PETTIJOHN, 1948)

Analyse E : moyenne de 30 grau-wackes (F.J. PETTIJOHN, 1948)

Analyse N° 1 : gneiss "basiques" de Rioutard (B. USELLE, Grenoble, 1967).

Si nous plaçons l'analyse n° 1 sur la courbe de F.J. PETTIJOHN (1949), courbe qui donne les teneurs cumulées en (Fe O + Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> + Mg O) en fonction de la teneur en Si O<sub>2</sub> pour les roches plutoniques et sédimentaires banales, les gneiss de Rioutard se situent très exactement dans la zone des grau-wackes (fig. 9). On peut aussi comparer la composition chimique des gneiss de Rioutard à celle des principales roches éruptives et sédimentaires, à l'aide des

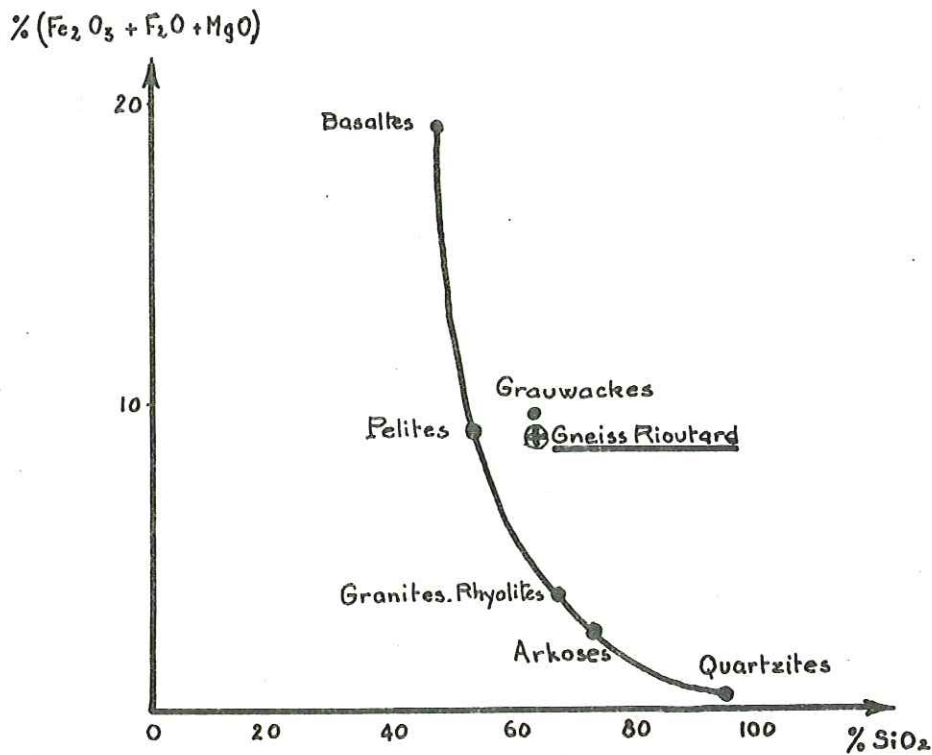
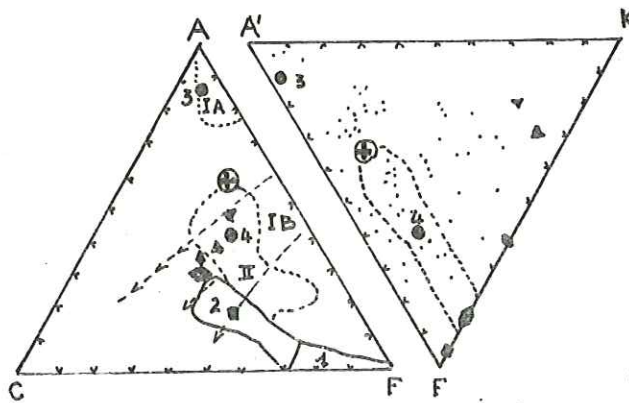


fig N°9 : Situation sur la courbe de F.J. Pettijohn, des gneiss de Rioutard par rapport à diverses roches sédimentaires ou éruptives.



- : Roches basaltiques
  - ◆ : Tonalites
  - ◇ : Granodiorites
  - ▲ : Granites calco-alcalins
  - ▼ : " alcalins
- (d'après NOCKOLDS)

- II : domaine des Grauwackes
- 1 : Roches ultra-basiques
- 2 : " basaltiques et andésitiques
- 3 : argiles continentales de la ceinture tropicale.
- 4 : argiles marines
- o : argiles

● : Gneiss de Rioutard.

- IA : Argiles et Argiles schisteuses riches en Al.
- IB : Argiles et Argiles schisteuses soit sans carbonates soit contenant jusqu'à 35% de carbonate. Entre les flèches: marnes à 55-65% de carbonate.

fig N°10 : Situation sur les diagrammes ACF et A'KF de Winkler, des gneiss de Rioutard par rapport à diverses roches sédimentaires ou éruptives.

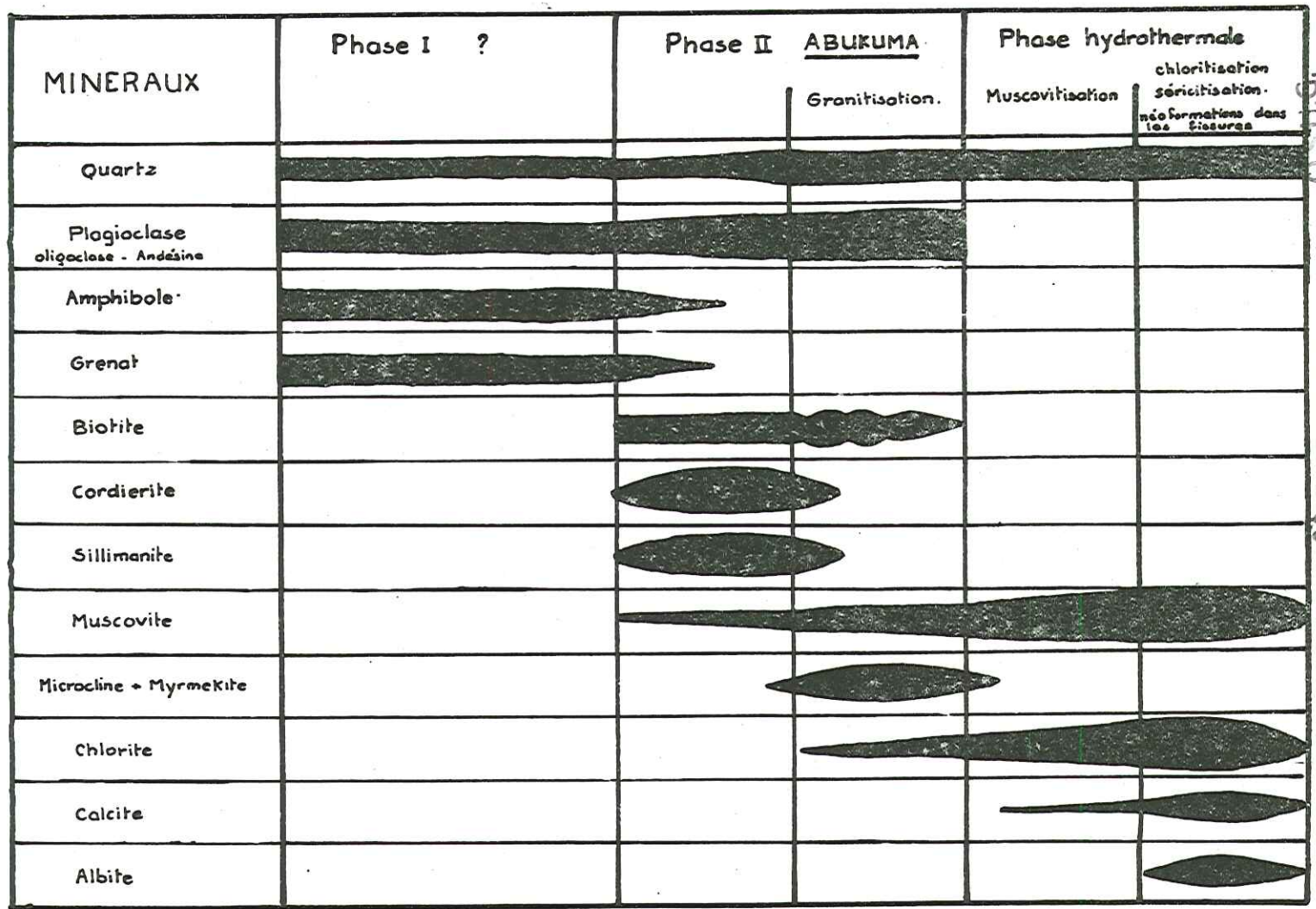


Fig 11 : Evolution minéralogique des gneiss de Fontcounille - Suaves  
durant le métamorphisme .

Univ. J. Fourier - U.S.T.B.G.  
 MAISON DES GEOSCIENCES  
 DOCUMENTATION  
 B.P. 53  
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
 Mail : platour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003



triangles A C F et A K F de WINKLER ; le point représentatif de nos gneiss se situe dans les deux diagrammes à la limite de la zone des grauwackes (fig. 10).

### Métamorphisme et granitisation.

L'association minéralogique : cordiérite-sillimanite permet de définir dans les gneiss de Fontcounille-Suanes un métamorphisme chaud et de basse pression de type Abukuma. (Zone du cordiérite-amphibolite faciès).

Cependant les différentes observations pétrographiques que l'on peut effectuer dans cette formation :

- succession amphibole → biotite → chlorite
- " " grenat → plagioclase → séricite
- " " grenat → biotite → chlorite
- " " grenat → cordiérite → muscovite
- " " sillimanite → muscovite

- dans les filonnets de composition granitique :

- chloritisation de la biotite,
- apparition de microcline + myrmékite,
- apparition de muscovite liée au microcline,

- fissuration et cicatrisation par le quartz, l'albite, la chlorite, la calcite,

permettent d'établir une suite minéralogique qui laisse entrevoir une évolution de ce métamorphisme dans le temps.

La suite des événements qui ont conduits à cette formation telle que nous l'observons aujourd'hui peut être schématisé par le tableau fig. 44 que l'on peut interpréter ainsi :

Phase I : recristallisation sous l'action du métamorphisme général de la roche initiale dont le chimisme est proche de celui d'un flysch de type grés-argileux ou grauwackes. Les conditions de température et de pression qui ont permis la recristallisation de la roche originelle nous sont inconnues. La paragenèse très incomplète : grenat - amphibole - (peut-être quartz et plagioclase) ne nous permet pas de définir le degré énergétique de cette première phase.

Phase II : cette phase correspond à l'assemblage minéralogique suivant :

- quartz - plagioclase - biotite - sillimanite - cordiérite - muscovite accessoire.

C'est cette paragenèse qui nous permet de définir le type de métamorphisme Abukuma. Les conditions de température et de pression qui ont présidé à cette deuxième cristallogénèse sont celles du cordiérite-amphibolite faciès : (sous-faciès A-2-2 de WINKLER). Dans ce sous-faciès la muscovite est encore présente à côté de la sillimanite. De même dans les roches contenant de l'amphibole, la hornblende a bien sa couleur verte avec tendance au brun ce qui caractérise ce sous-faciès. Dans la classification de JUNG et ROQUES cette deuxième phase se serait effectuée au niveau des gneiss inférieurs ou plus exactement au sommet des gneiss inférieurs puisque la muscovite est encore présente en faible quantité.

Phase III ou phase de granitisation : le métamorphisme de type Abukuma a provoqué dans les gneiss de Fontcounille-Suanes une élévation de température telle qu'il a entraîné un début de fusion anatectique qui s'exprime par : des nids feldspathiques, des filonnets plus ou moins sécants, des faciès "embréchite" dans les gneiss acides. Il s'agit donc d'une remobilisation sur place et à petite échelle du matériel gneissique. Dans les zones remobilisées l'évolution minéralogique est la suivante :

- déstabilisation de la biotite due à la phase II ;
- apparition de microcline pœcilitique + myrmékite ;
- apparition de muscovite pœcilitique associée au microcline ou au quartz ;
- recristallisation locale de biotite.

Ces phénomènes de granitisation ont certainement débuté pendant la phase II puisqu'ils en sont le corollaire, mais le fait qu'ils influent sur la texture, la structure, la composition minéralogique des gneiss dues à cette phase II nous oblige à placer ces phénomènes légèrement après la phase de métamorphisme Abukuma (voir plus loin).

Phase IV ou phase hydrothermale : les phénomènes de granitisation ont été accompagnés par une phase hydrothermale importante.

Cette phase IV est responsable dans un premier temps de la muscovitisation des gneiss se traduisant par :

- apparition de muscovite oblique sur la foliation,
- la transformation sillimanite ----> muscovite,
- la transformation cordiérite ----> muscovite,
- probablement une chloritisation ménagée de la biotite.

Il s'agit donc d'un phénomène hydrothermal proche d'une greisenification.

Dans un deuxième temps on assiste à l'exagération de cette phase par la cristallisation dans les fissures de la roche de la paragenèse quartz - albite - chlorite.

#### B) Les gneiss du vallon du Broch.

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Les gneiss du vallon du Broch constituent la bande gneissique la plus orientale du secteur de Saint-Paul-Bagnols ; ils sont symétriques des gneiss de Fontcounille-Suanes par rapport à la bande migmatitique centrale.

Ces gneiss ressemblent par certains caractères à ceux de Fontcounille-Suanes. Comme eux ils sont très noirs et riches en biotite. Cependant nous pouvons observer ici l'alternance extrêmement nette de deux faciès bien distincts ce qui rappelle fortement une formation sédimentaire de type flysch.

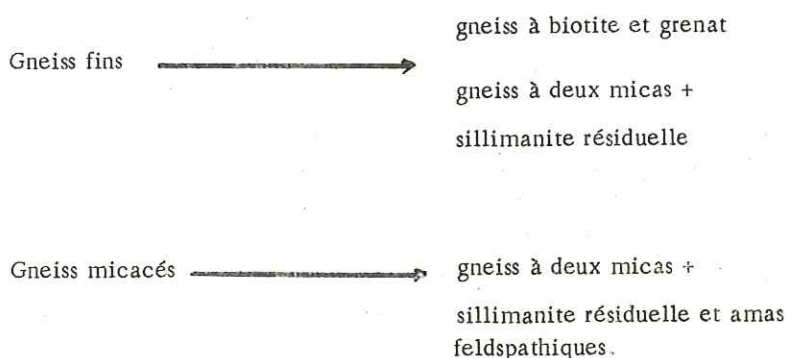
- des gneiss noirs très fins, compacts, sans foliation apparente. Ils constituent des bancs bien délimités d'épaisseur variable (de 1 dm à 1 m).
- des gneiss à grain grossier, très micacés et montrant une schistosité cristallophyllienne nette.

Une particularité de ces roches est la présence de plis extrêmement visibles, à amplitude de l'ordre du mètre. L'apparence si marquée de ces plis est certainement due à la présence dans un matériel schisteux de bancs très compétents.

Les phénomènes de granitisation décrits dans les gneiss de Gardanne et de Fontcounille sont visibles dans ces gneiss du vallon du Broch sous la forme de nids feldspathiques à structure grenue ou encore d'amygdales pegmatitiques très riches en quartz et muscovite. Ces phénomènes sont cependant visibles uniquement dans les faciès schisteux ; ils semblent avoir épargné les bancs de gneiss à grain fin.

##### b) étude microscopique.

L'étude microscopique de ces gneiss nous permet de définir deux groupes bien distincts. Cette division microscopique ne correspond cependant pas exactement à celle que l'on peut établir sur le terrain entre les gneiss à grain fin et les gneiss schisteux :



Tout comme dans les gneiss de Fontcounille nous retrouvons ici les gneiss à biotite seule et les gneiss à biotite, sillimanite, muscovite ; les gneiss à deux micas dominant très largement sur les gneiss à biotite seule.

##### .. Gneiss fins à biotite et grenat.

La composition minéralogique de ces gneiss est la suivante :

- |                            |           |
|----------------------------|-----------|
| - quartz                   | - grenat  |
| - plagioclase (An 18-20 %) | - apatite |
| - biotite                  | - zircon. |

La structure est granoblastique, isogranulaire.

Ce faciès est absolument identique aux gneiss fins à biotite de Fontcounille (faciès basique).

La biotite est en petites lamelles bien alignées, fraîches ou légèrement chloritisées aux extrémités.

Le quartz est abondant ; il corrode légèrement la biotite et le plagioclase ; ce dernier est un oligoclase-andésine bien maclé, légèrement séricitisé.

Le grenat est toujours présent mais en petite quantité ; il se dispose suivant certains lits préférentiels de la roche ; il est toujours corrodé.

Les minéraux accessoires sont ici très nombreux. On peut faire à leur sujet les mêmes remarques que pour ceux des gneiss "basiques" de Fontcounille.

.. Gneiss fins à biotite, muscovite et sillimanite résiduelle.

La composition minéralogique de ces gneiss peut s'exprimer ainsi :

- |                              |               |
|------------------------------|---------------|
| - quartz                     | - sillimanite |
| - plagioclase (10 à 12 % An) | - microcline  |
| - biotite                    | - grenat      |
| - muscovite                  | - apatite     |

La structure est granolépido-blastique ; le grain est aussi fin que celui des gneiss ci-dessus.

La biotite forme de minces lits phylliteux associés en groupements épitaxiaux avec de la muscovite ; cette dernière est cependant en quantité bien moindre par rapport à la biotite. On peut rencontrer une muscovite II disposée elle aussi dans les lits biotitiques mais présentant des caractères bien particuliers, ce qui permet de la différencier de la muscovite primaire. Elle se dispose en écharpes : grandes plages plus ou moins flexueuses, dentelées sur leurs bordures, associées très souvent d'une manière intime à du quartz. Il n'est pas rare de rencontrer aux extrémités de ces muscovites des plages de quartz polycristallines, dentelées, contenant de fines aiguilles de sillimanite. De plus, ces grandes lames de muscovite montrent parfois dans leur cœur des résidus de sillimanite flexueuse. Il ne fait donc aucun doute que cette muscovite est le résultat de la pseudomorphose d'anciennes sillimanites.

Dans ce faciès le quartz est toujours abondant, engrené avec un oligoclase proche de l'albite.

Le microcline est extrêmement rare, les myrmékites accidentelles.

.. Le faciès schisteux.

La composition minéralogique de ce faciès s'exprime ainsi :

- |                            |               |              |
|----------------------------|---------------|--------------|
| - quartz                   | - biotite     | - apatite    |
| - plagioclase (10-15 % An) | - chlorite    | - tourmaline |
| - microcline               | - muscovite   | - zircon     |
| - myrmékite                | - sillimanite |              |

La structure est granolépido-blastique, hétérogranulaire, avec par endroit des débuts de structure en cloison.

La biotite est ici en grandes lames, fraîches ou légèrement chloritisée dans ses clivages. Elle est toujours associée en groupements épitaxiaux avec de la muscovite (primaire). Cette dernière est en quantité moindre par rapport à la biotite mais elle est cependant beaucoup plus abondante que dans les gneiss "acides" de Fontcounille-Suanes.

Le quartz se présente sous deux formes : en grands cristaux xénomorphes et lobés corrodant les autres minéraux ou en plages finement polycristallines, dentelées faisant penser à une cristallisation syntectonique.

Le plagioclase se présente en grandes plages, toujours piquetées de très fines paillettes de séricite. Il s'agit d'un oligoclase de 10 à 14 % d'An. Il est très souvent entouré par des cloisons micacées. Le grand développement de ces plagioclases semble avoir plus ou moins désorganisé les lits phylliteux.

Tout comme dans le faciès précédent de la muscovite(II) en très grandes lames flexueuses est présente. On peut décrire à son sujet tous les caractères observés dans les gneiss fins précédemment envisagés. Ici aussi le microcline n'est présent qu'en quantité infime ; les myrmékites sont pratiquement absentes.

c) conclusions à l'étude des gneiss du vallon du Broch.

La lithologie originelle.

L'absence d'analyse chimique ne nous permet pas de faire une étude comparative précise de ces gneiss avec d'une part, les roches sédimentaires banales de composition chimique connue et d'autre part, avec les gneiss de Fontcounille-Suanes.

L'étude de terrain confirme cependant le caractère sédimentaire des roches qui sont à l'origine des gneiss du vallon de Broch. La disposition en petits bancs, l'alternance rythmique de faciès fin quartzeux à biotite ou biotite et muscovite et de faciès schisteux certainement très alumineux, nous permet de supposer sans gros risque d'erreur que nous sommes en présence d'un ancien flysch de type grés-argileux.

Nous avons donc ici le même type de série sédimentaire que celle qui est à l'origine des gneiss de Fontcounille. Le faciès fin à biotite absolument identique dans les deux formations confirme notre hypothèse. Toutefois de nombreuses variations existent entre ces deux formations. Ceci montre que la sédimentation n'a pas toujours évolué de la même façon dans les deux régions.

En effet :

- l'alternance de bancs fins et de bancs schisteux est ici beaucoup plus marquée que dans la bande gneissique occidentale. Le faciès flysch y est donc plus typique ;
- les variations de faciès de détail, caractéristiques des gneiss de Fontcounille n'ont pas été retrouvées ici. De plus les faciès accessoires du type amphibolite, gneiss à amphibole, cipolin, leptynite sont absents ;
- autre remarque d'importance : dans les gneiss du vallon du Broch les gneiss à deux micas semblent dominer largement sur les gneiss à biotite seule. La proportion inverse a été signalée dans les gneiss de Fontcounille.

On peut donc conclure que les deux bandes gneissiques, tout en ayant la même origine sédimentaire de type flysch, montrent des variations de faciès qui indiquent des variations dans la sédimentation. Cette dernière, calme dans la zone du vallon du Broch, était certainement plus troublée dans la zone de Fontcounille-Suanes avec des variations bathymétriques vraisemblables. Cela rend l'hypothèse de deux séries différentes (au moins à l'aspect sur le terrain) difficile à soutenir.

Le métamorphisme et la granitisation.

Les gneiss du vallon du Broch livrent une composition minéralogique beaucoup moins riche que celle des gneiss de Fontcounille-Suanes. De ce fait, la définition du métamorphisme ne peut être aussi précise que pour les gneiss occidentaux.

Phase I : bien décelable dans les gneiss de Fontcounille, cette phase n'est guère visible ici. Peut-être peut-on lui attribuer la présence dans la roche (gneiss fin à biotite) de grenat très corrodé.

Phase II : dans ces gneiss, la cordiérite n'a jamais été observée. La sillimanite est toujours présente mais en moins grande quantité semble-t-il que pour les gneiss de Fontcounille-Suanes. Par contre la muscovite primaire paraît avoir augmenté. Ces observations sont cependant difficiles à préciser, et elles restent assez subjectives car les variations volumétriques de ces minéraux sont en partie masquées par la pseudomorphose sillimantite --> muscovite.

Toutefois la présence de sillimanite associée à de la biotite et de la muscovite primaire permet de placer les gneiss du vallon du Broch dans la zone de l'amphibolite faciès (sous-faciès A-2-2 de WINKLER).

L'augmentation de la muscovite primaire, l'absence de cordiérite, une certaine diminution de la sillimanite laissent supposer que le métamorphisme a évolué vers un niveau dont les conditions de température sont moins sévères que pour les gneiss plus occidentaux (gneiss de Fontcounille-Suanes).

Dans la classification de JUNG et ROQUES, ces gneiss se placent au sommet de la zone des gneiss inférieurs.

- la granitisation : cette phase est ici beaucoup moins marquée qu'à l'Ouest, dans les gneiss de Gardanne ou de Fontcounille-Suanes :

- les filonnets leucocrates ont disparu,
- le microcline est rare, les myrmékites inexistantes,
- on ne rencontre que très rarement des muscovites pœcilitiques ou en houppes, du type de celles

qui sont associées au feldspath potassique dans les gneiss occidentaux.

Dans les gneiss du vallon du Broch la granitisation semble s'être effectuée sans grande variation minéralogique uniquement par la recristallisation in situ des minéraux préexistants. Lors de cette recristallisation ce sont surtout les plagioclases qui ont acquis un grand développement, se groupant en nids, détruisant l'ordonnance des lits phylliteux, provoquant des structures à cloison, et donnant à la roche un faciès "embréchitique". Ici la structure se rapproche donc d'un type grenu, sans atteindre un faciès granitique franc, ce qui est souligné en outre par la rareté du microcline.

- la phase hydrothermale : les phénomènes de granitisation ont été suivis, tout comme dans les gneiss de Fontcounille-Suanes par une phase hydrothermale qui est responsable dans un premier stade de la muscovitisation des roches :

- muscovite oblique sur la foliation
- pseudomorphose sillimanite ---> muscovite

et dans un deuxième stade, certainement postérieur à une phase tectonique, de la cristallisation de la paragenèse : quartz - albite - chlorite.

### C) Les migmatites de Saint-Paul - Bagnols.

#### 1) Les migmatites hétérogènes.

Elles sont limitées à l'Ouest par l'accident de la Combe-Soulliès qui les met en contact avec les gneiss de Fontcounille. Cet accident n'a peut-être pas une grande importance structurale et il est fort possible qu'il masque un passage continu entre les gneiss et les migmatites. En effet l'orientation de la schistosité cristallophyllienne ne varie pas d'un côté à l'autre de l'accident ; de plus contre la faille les gneiss présentent des niveaux basiques de type amphibolique subissant un début de granitisation ; ces mêmes niveaux se retrouvent en septa à l'Est de l'accident, dans des migmatites à fantômes d'amphibole.

À l'Est, la limite migmatite - gneiss du vallon du Broch est très difficile à tracer. L'absence de chemin et l'épaisseur du maquis sont dans cette région un gros handicap. Il semble cependant qu'il y ait un passage progressif entre ces deux formations.

#### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Il s'agit de roches de couleur rose bien visibles dans le haut vallon de Rioutard et le vallon de l'Ourset. Elles sont très riches en biotite et en sillimanite. Cette dernière est souvent visible macroscopiquement et en grande quantité. Les migmatites hétérogènes se divisent sur le terrain en deux groupes géographiquement bien distincts situés de part et d'autre des anatexites de Saint-Paul. Cette division géographique correspond aussi à une division géologique. En effet, ces deux formations bien que très voisines l'une de l'autre présentent comme nous le verrons plus loin certaines variations.

#### Les migmatites hétérogènes occidentales.

Dans cette formation deux faciès prédominent :

- un faciès schisteux
- un faciès lité.

De plus, dans la partie est, tout contre l'accident des Combes-Soulliès, apparaît un faciès très localisé de migmatites à amphibole.

Le faciès schisteux est très riche en mica mais ce dernier ne forme plus de lits bien individualisés. Le matériel quartzo-feldspathique se présente en amandes effilées ou lits discontinus n'excédant pas un centimètre d'épaisseur. La foliation est fruste. Certains bancs montrent une richesse particulière en sillimanite ; celle-ci forme des petits amas blanchâtres donnant à la roche un aspect tacheté. Il s'agit certainement de bancs qui à l'origine devaient être extrêmement riches en alumine.

Dans le faciès lité le matériel quartzo-feldspathique donne des lits pouvant atteindre une épaisseur de deux à trois centimètres. Tout comme le faciès schisteux, le faciès lité est riche en sillimanite. Cette dernière se dispose

en grands encroûtements dépassant le décimètre carré, et intercalés entre les lits leucocrates. Dans les très beaux affleurements du haut du vallon de Rioutard on peut observer, grâce à ce faciès lité, des figures de plissement extrêmement nettes accompagnées des phénomènes bien connus dans ces sortes de roche : nourrissage des têtes de plis, étirement et boudinage des flancs, départ de filonnets de composition granitique à partir des têtes de plis. Tout ceci évoque une déformation intense des migmatites lors de la fusion anatectique, avec très certainement des déplacements de matière à diverses échelles.

Les migmatites hétérogènes renferment des septa de roches métamorphiques non migmatisées. Ces septa ne dépassent jamais un mètre de long ; ils sont constitués par des gneiss fins ou des amphibolites.

#### Les migmatites hétérogènes orientales.

Ici les migmatites prennent un faciès du type diadysite. Cela est facilement observable dans le talus de la route D 4 au Nord du Trias de Bagnols près du point coté 302,8 m. La roche présente une couleur rouge brun, elle est très micacée et parcourue par de nombreux filonnets leucocrates de composition granitique, parfois concordant avec la foliation mais plus généralement la recoupant. De plus, ici de très nombreux filons de granite à tourmaline et grenat (granite de Grime de P. BORDET), de un à cinq mètres de puissance, recoupent les migmatites suivant une orientation à peu près Est-Ouest. Ces filons sont eux aussi très bien visibles dans le talus de la route D 4 à l'Est du vallon de la Combe. On retrouve dans ce faciès les mêmes types de septa que ceux rencontrés dans le secteur occidental.

#### b) étude microscopique.

##### .. Les migmatites hétérogènes schisteuses.

La composition minéralogique est la suivante :

- |               |               |           |
|---------------|---------------|-----------|
| - quartz      | - sillimanite | - grenat  |
| - plagioclase | - muscovite   | - apatite |
| - microcline  | - myrmékite   | - zircon  |
| - biotite     | - chlorite    |           |

La structure est granolépidoïdienne. Les minéraux phylliteux constituent toujours des lits bien individualisés mais sans continuité. Le matériel quartzo-feldspathique est très abondant ; il forme des niveaux leucocrates à tendance grenue. Dès que ces niveaux atteignent une certaine épaisseur (un à deux centimètres) la structure en mortier apparaît indiquant des recristallisations syntectoniques.

Les lits phylliteux sont constitués de biotite, sillimanite et muscovite.

La biotite est toujours fraîche, extrêmement pléochroïque, brun jaune pâle à rouge brun très soutenu.

La sillimanite fibreuse, est toujours présente en grande quantité ; elle se dispose en longs chevelus flexueux dessinant parfois des replis. Elle forme avec la biotite et parfois le quartz des associations très intimes. Elle est toujours plus ou moins entourée de muscovite. Cette dernière n'est pas très abondante ; elle se présente cependant sous les trois formes déjà décrites dans les gneiss de Fontcounille-Suans :

- associée à la biotite en groupements épitaxiaux (rare) ;
- recristallisée en fines baguettes ou amas autour des fibres de sillimanite, surtout à leurs extrémités ;
- isolée dans des lits quartzo-feldspathiques, en grandes plages poëcilitiques, très souvent associée au feldspath potassique plus rarement au quartz.

Les lits leucocrates sont constitués par du quartz, du plagioclase et du microcline.

Le plagioclase est un oligoclase acide à la limite albite-oligoclase. Il est toujours largement séricitisé, de tendance subautomorphe, toujours plus ou moins corrodé par le quartz et le microcline. Le quartz a recristallisé en très grandes plages xénomorphes, polycristallines à extinction onduleuse, corrodant profondément tous les autres minéraux. Le microcline très moiré, finement perthitique est à tendance poëcilitique ; il englobe très souvent tous les autres constituants de la roche.

##### .. Les migmatites hétérogènes litées.

Ce faciès est identique au précédent du point de vue minéralogique ; il accuse cependant par rapport au faciès schisteux des variations très nettes dans la texture et la structure de la roche. A l'affleurement on distingue nettement deux parties :

- des zones leucocrates finement grenues montrant parfois quelques grenats visibles à l'œil nu ;
- des zones sombres, micacées, riches en biotite.

Les parties micacées : observées au microscope elles rappellent en tout point les gneiss fins à biotite de Fontcounille. Il s'agit très certainement du même type de roche ayant subi une migmatisation dont les parties leucocrates sont l'expression. Les biotites sont en petites lamelles bien alignées, constituant de minces lits phylliteux, alternant avec des lits clairs eux aussi très minces (un millimètre environ) et constitués de quartz et de plagioclase très engrenés. Par endroit du microcline peut apparaître ainsi qu'un peu de sillimanite.

Les parties leucocrates : elles constituent des lits d'épaisseur variable (de quelques millimètres à quatre centimètres environ). Elles présentent une structure granoblastique parfois à tendance grenue. La structure en mortier y est fréquente ; le grain de la roche est toujours plus grossier que dans le faciès micacé.

Le quartz y est en grandes plages xénomorphes corrodant le plagioclase ; ce dernier est de l'albite oligoclase de tendance automorphe quand il n'est pas corrodé. Il présente toujours une légère altération se matérialisant par une fine poussière d'oxyde de fer et de petites paillettes de séricite.

Le microcline est en grands cristaux xénomorphes, très moirés, finement perthitique ; il donne l'impression d'envahir la roche. La biotite est très peu représentée ; elle est toujours déstabilisée en chlorite (pennine) et oxyde de fer.

Il reste çà et là de longues aiguilles flexueuses de sillimanite constituant des cloisons entre les minéraux leucocrates. Cette sillimanite peut se transformer en partie en muscovite ; mais cela est moins prononcé que dans la sillimanite des gneiss. La muscovite se présente aussi associée au microcline, en grandes lames poëcilitiques.

Ces descriptions des migmatites schisteuses ou litées sont valables pour les migmatites occidentales comme pour les migmatites orientales. Ici les filonnets recoupant la foliation ont exactement la même composition que les parties leucocrates des gneiss lités.

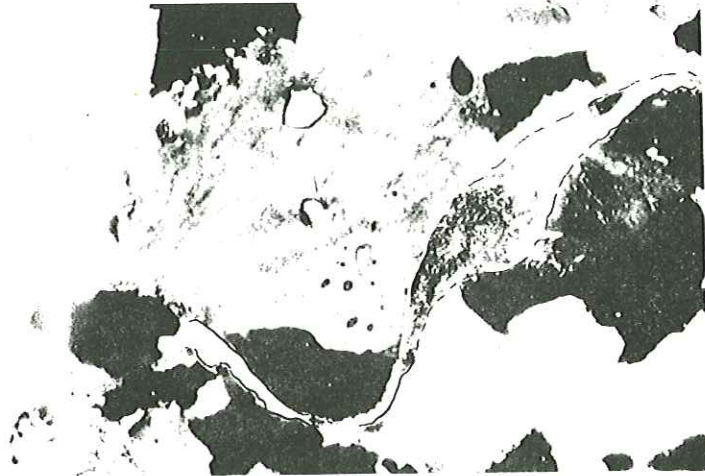


fig. 12 - Fibrolite de sillimanite dans un filonnet leucocrate des migmatites de Saint-Paul - Bagnols - L.P. ( x 40).

.. Les septa non migmatisés.

Les migmatites hétérogènes occidentales comme les orientales contiennent des septa métamorphiques de type gneissique ou amphibolique non migmatisés. En lame mince ces septa sont parfaitement identiques aux gneiss fins à biotite décrits dans le secteur de Fontcounille ou du vallon du Bröch ; les septa amphiboliques sont identiques aux amphibolites massives de Rioutard. Une nouvelle description de ces faciès est donc ici superflue.

.. Les migmatites à anciennes amphiboles.

Leur composition minéralogique peut s'exprimer ainsi :

- biotite	- oxyde de fer	- plagioclase (An 38 %)
- chlorite	- microcline	- apatite
- calcite	- quartz	- zircon

La structure est granoblastique, hétérogranulaire. Les minéraux colorés conservent cependant une certaine orientation.

Ces roches comme leur nom l'indique sont caractérisées par des fantômes de minéraux ferromagnésiens ; ces derniers complètement pseudomorphosés en chlorite, calcite et oxydes de fer, ont conservé, tout comme dans les gneiss calciques du vallon de Rioutard, la trace des anciens clivages à soixante degrés permettant le diagnostic d'anciennes amphiboles.



fig. 13 - Fantôme d'amphibole ; remarquer les clivages conservés à 120° par la pseudomorphose chlorite - calcite L.N. (x 52).

Ils sont intimement associés à de grandes lames de biotite qui se disposent autour d'eux ou dans la trace des anciens clivages. De la biotite sans aucun lien apparent avec les ex-amphiboles est aussi présente. Toutes deux sont largement chloritisées sur leurs bords et dans les clivages.

Le plagioclase est une andésine à 38 % d'An, très séricitisée, souvent cassée et tordue ; il montre très souvent des facules de microcline (anti-perthite).

Le microcline est un élément important de la roche. Il se dispose en très grandes plages xénomorphes, montrant très souvent son quadrillage caractéristique. Il est ici très pœcilitique, englobant tous les autres minéraux. Il donne nettement l'impression d'avoir cristallisé le dernier et d'envahir totalement la roche. Il provoque au contact des plagioclases de très abondantes myrmékites.



Le quartz semble être un élément mineur. Il se cantonne dans quelques grandes plages corrodant le plagioclase et l'amphibole.

Ce faciès décrit ci-dessus montre de grandes analogies avec les amphibolites de Rioutard. La microclinisation, à peine ébauchée dans les amphibolites de Rioutard, est ici très nette.

## 2) Les anatexites de Saint-Paul.

### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Elles constituent le faciès le plus évolué des migmatites de ce secteur. La roche est massive, de couleur rose, ayant perdu toute foliation. On reconnaît cependant par endroit des vestiges d'anciens lits schisteux. Quelques petits grenats sont souvent visibles macroscopiquement.

Ces anatexites montrent dans le vallon de l'Ourset, contre le Permien effondré de Bagnols, une zone non migmatisée constituée par une alternance de petits bancs quartzeux n'excédant pas dix centimètres d'épaisseur et de bancs phylliteux très friables beaucoup plus minces. Il est difficile de savoir si cette zone est un véritable septum enclavé dans les anatexites ou une zone effondrée en contact par faille avec les migmatites.

### b) étude microscopique.

#### .. Les anatexites de Saint-Paul.

La composition minéralogique est la suivante :

- |                     |           |
|---------------------|-----------|
| - quartz            | - biotite |
| - albite-oligoclase |           |
| - microcline        | - apatite |
| - muscovite         | - zircon  |

La structure est granoblastique, à rares cloisons micacées. L'orientation des micas a complètement disparu.

La biotite est rare, en petites lamelles corrodées, de couleur rouge brun très soutenu. Elle présente des clivages toujours occupés par des granules d'oxyde de fer.

La muscovite est en quantité supérieure à la biotite. Elle est généralement disposée en grandes lames xénomorphes, dentelliformes, toujours associées à du microcline, plus rarement du quartz.

Le plagioclase est très acide ; c'est une albite proche de l'oligoclase ; à tendance automorphe mais rongée par le quartz et le microcline. Ces plagioclases montrent une altération en petites paillettes de séricite accompagnées d'une fine poussière de fer.

Le microcline est très frais, moiré, finement perthitique à tendance pœcilitique. Il a certainement cristallisé en dernier avec le quartz.

#### .. Les bancs quartzitiques du vallon de l'Ourset.

Une lame mince a été taillée dans un de ces bancs quartzeux. Elle a révélé la composition minéralogique suivante :

- |           |            |
|-----------|------------|
| - quartz  | - limonite |
| - apatite | - grenat   |
| - calcite |            |

La structure est granoblastique.

Le quartz forme la quasi totalité de la roche ; il se dispose en plages xénomorphes, isogranulaires, à extinction légèrement onduleuse. Accompagnant le quartz on observe une quantité extrêmement importante d'apatite. Elle se dispose en petits prismes automorphes groupés en amas faisant penser à un dallage. Ces amas sont généralement informes et étirés dans une même direction donnant une orientation à la roche. Certains ont des formes plus ou moins triangulaires rappelant des sections d'organismes.

La calcite est aussi en grande quantité. Elle forme de grandes plages ou bien s'insinue entre les grains de quartz. Elle est accompagnée de limonite.

La roche montre aussi quelques grenats, petits et automorphes, parfaitement frais.

Cette quartzite à grenat, apatite et calcite doit certainement avoir une origine sédimentaire. Il pourrait s'agir d'un grès phosphaté ce qui expliquerait la présence abondante d'apatite et de calcite.

### 3) Le granite à tourmaline de Grime.

#### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Il s'agit d'une roche claire, de couleur rose, finement grenue (grain de deux à trois millimètres). Elle constitue un grand nombre de filons ayant en moyenne une épaisseur de cinq à dix mètres de large, orientés Est-Ouest. Ces filons sont extrêmement nombreux dans la région du château de Grime où ils forment un réseau extrêmement dense.

#### b) étude microscopique.

La composition minéralogique de ce granite à tourmaline est la suivante :

- quartz	- muscovite
- albite	- tourmaline
- orthose	- grenat
- myrmékite	- zircon

La structure est grenue à tendance subautomorphe ; on n'observe plus de structure en mortier ni en cloisons.

Le plagioclase est ici de l'albite (An 5-7 %), en prismes automorphes parfois rongés par du quartz ou de l'orthose.

La muscovite est extrêmement abondante ; elle constitue l'unique mica de la roche ; elle se dispose en grandes lames non pœcilitiques jamais orientées mais plutôt groupées en petits amas.

Le quartz en plages polycristallines à extinction peu ou pas onduleuse montre des formes globuleuses à tendance automorphe. Ses contours sont souvent lobés et nets ; ils corrodent l'albite.

L'orthose en grandes plages xénomorphes, pœcilitiques englobe quartz, muscovite et albite. Elle provoque quelques myrmékites au contact du plagioclase.

On observe aussi quelques petits grenats automorphes et de nombreuses baguettes de tourmaline.

### 4) Conclusions à l'étude des migmatites de Saint-Paul - Bagnols.

Il nous est difficile - les analyses chimiques faisant défaut - de discuter ici de la genèse des migmatites et de l'important problème de l'apport ou de la recristallisation in situ de ces roches. Nous remarquerons simplement que leur étude microscopique montre exactement les mêmes phénomènes que ceux qui ont été décrits pour les zones granitisées des gneiss (amygdales, filonnets leucocrates, niveaux embréchitiques). Nous sommes ici en présence d'une forme de granitisation (migmatisation se développant à plus grande échelle).

La présence dans les migmatites de Saint-Paul - Bagnols :

- de septa gneissiques et amphiboliques non migmatisés,
- de migmatites à amphibole faisant suite aux amphibolites et gneiss calciques de Rioutard,
- de faciès lités rappelant par leurs zones micacées non migmatisées le faciès fin à biotite seule de Fontcounille,

nous conduit à penser que ces migmatites se sont formées en partie ou en totalité à partir du même matériel que les gneiss voisins. Les remarques précédentes ainsi que l'obliquité des zones migmatisées par rapport à la direction moyenne de la schistosité cristallophyllienne nous obligent à admettre qu'il y a postériorité du phénomène de migmatisation par rapport à la formation des gneiss.

Le décalage dans le temps des migmatites ne doit cependant pas être interprété comme la manifestation de deux métamorphismes différents. Les gneiss comme les migmatites résultent des conditions élevées de température

du seul métamorphisme type Abukuma ; ils représentent tous deux, deux stades différemment évolués de ce métamorphisme ; les migmatites étant le terme final de cette évolution.

Postérieurement aux phénomènes de gneissification et de migmatisation ainsi qu'aux déformations dues à la tectonique souple, se met en place le granite filonien de Grime, uniquement dans des fissures, orientées Est-Ouest.

#### D) Conclusions générales au secteur de Saint-Paul - Bagnols.

##### La lithologie originelle.

Il devait s'agir d'un flysch de type grés-argileux (vallon du Broch) ou de type grauwackes (Fontcounille). Les nombreux faciès accessoires ainsi que les variations latérales de faciès laissent supposer que la sédimentation était souvent troublée.

##### Le métamorphisme.

Cette série originelle a été transformée sous l'action du thermo-dynamo-métamorphisme en gneiss et migmatites.

Deux phases de métamorphisme sont décelables :

La première phase est difficile à préciser ; il est impossible d'en déterminer son niveau énergétique. On peut cependant remarquer que le grenat, minéral relique de cette première paragenèse, se transforme lors de la phase II en cordiérite ; d'après Von ELLER (1963) cette transformation grenat ---> cordiérite irait dans le sens d'une granitisation (augmentation de température, apport de silice et d'eau).

La deuxième phase est caractérisée par l'association minéralogique cordiérite - sillimanite. Tout comme dans la zone de Gardanne, cette association nous permet de définir le type de métamorphisme ayant affecté le secteur. Nous savons qu'il s'agit d'un métamorphisme de haute température et de pression relativement basse : type Abukuma de WINKLER.

Dans la partie ouest du secteur, la paragenèse minérale : (cordiérite - sillimanite - muscovite accessoire) permet de déterminer d'une façon précise le degré énergétique de cette deuxième phase. Elle est caractéristique dans le type Abukuma du cordiérite-amphibolite-faciès (sous-faciès A-2-2 de WINKLER) - gneiss inférieurs de JUNG et ROQUES.

Dans la partie est du secteur :

- l'absence de cordiérite,
- la diminution de la sillimanite,
- l'augmentation de la muscovite primaire,

nous obligent à penser que les conditions de température sont légèrement moins élevées qu'à l'Ouest.

Au point de vue de la zonéographie les gneiss orientaux (vallon du Broch) se placent à la limite de la zone des gneiss supérieurs et des gneiss inférieurs.

##### La granitisation.

Le métamorphisme très élevé de la phase II a entraîné dans le secteur des phénomènes de granitisation.

Dans les gneiss occidentaux et orientaux les conditions de température bien qu'élevées n'ont jamais dû atteindre un degré tel, qu'elles puissent provoquer des phénomènes de fusion anatectique importants. Seuls des niveaux chimiquement propices à la granitisation ont subi l'anatexie, en provoquant les textures que l'on connaît : gneiss à amygdales ou à filonnets leucocrates, de composition granitique à l'Ouest, de composition plutôt quartzodioritique à l'Est.

Au centre du secteur de Saint-Paul - Bagnols, les conditions de température devaient y être beaucoup plus sévères. La roche montre des textures et des structures qui indiquent des phénomènes de fusion généralisés à grande échelle, accompagnés de déformations intenses. Ces phénomènes ont atteint leur maximum d'intensité au cœur même du secteur de Saint-Paul - Bagnols.

La phase hydrothermale.

Les phénomènes de granitisation ont été suivis par une phase hydrothermale se manifestant par la muscovitisation des gneiss :

- pseudomorphose cordiérite ---> muscovite
- sillimanite ---> muscovite
- présence de muscovite en travers de la foliation.

et par la recristallisation dans les fissures de la roche de la paragenèse quartz - albite - chlorite.

## CHAPITRE IV - LE SECTEUR DU REYRAN

.....

### PLAN

#### I. - LES LIMITES.

#### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

#### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

##### A - Les gneiss septentrionaux.

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

+ Le faciès principal.

+ Les faciès accessoires.

.. amphibolites vertes

.. amphibolites plus sombres.

##### b) étude microscopique.

+ Le faciès principal.

.. Les gneiss à biotite

.. Les gneiss fins à deux micas.

.. Les gneiss feldspathiques à deux micas.

.. Les amas pegmatitiques diffus associés aux gneiss feldspathiques.

.. Les amas pegmatitiques des gneiss micacés du bois de l'Ermitte.

+ Les faciès accessoires

.. Les gneiss à amphiboles.

.. Les amphibolites claires.

.. Les amphibolites sombres.

##### c) conclusion à l'étude des gneiss septentrionaux.

- Le métamorphisme.

- La granitisation.

- La phase hydrothermale.

##### B - Les gneiss méridionaux.

##### 1) Les gneiss de la Culasse.

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

##### b) étude microscopique.

.. Les gneiss micacés.

.. Le faciès "gneiss en aiguilles" de la Culasse.

.. Les septa de gneiss fins.

##### 2) Les "gneiss en aiguilles" du Frater.

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

##### b) étude microscopique.

- 3) Les gneiss du Bois de Bagnols.
  - a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
  - b) étude microscopique.
- 4) Conclusions à l'étude des gneiss méridionaux.

IV. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU SECTEUR DU REYRAN.

Carte du secteur du Reyran hors-texte n° 2.

## LE SECTEUR DU REYRAN

-----

Ce secteur présente grossièrement une forme en croissant : 15 km de long pour une largeur n'excédant pas 4 km ; il s'agit d'une région inhabitée, complètement envahie par le maquis. Seuls les versants nord sont très boisés : boqueteaux de pins, de chênes-lièges, quelquefois de châtaigniers. L'accès de ce secteur est difficile car il n'est traversé par aucun axe routier. Seule une piste forestière carrossable reliant Bagnols aux mines de Garrot (fluorine) permet de le traverser d'Est en Ouest.

### I. - LES LIMITES.

Ce secteur fait suite vers l'Est à celui de Saint-Paul - Bagnols, sa limite orientale étant le bassin carbonifère du Reyran. Au Nord, au Sud et au Sud Ouest, il est limité respectivement par les assises du Permien et du Trias.

### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

Le secteur du Reyran peut être divisé de façon schématique en une zone septentrionale et une zone méridionale.

La zone septentrionale est constituée de gneiss noirs ou gris, parfois rosés quand ils sont plus feldspathiques ; ces gneiss sont très proches de ceux qui ont été décrits dans le secteur de Saint-Paul - Bagnols.

La zone méridionale est constituée par des gneiss plus massifs et plus feldspathiques. Par leur texture et leur structure ils se différencient bien des autres faciès décrits jusqu'ici. Ils présentent souvent un débit particulier en fuseaux : le faciès "gneiss en aiguilles".

Ces gneiss peuvent être subdivisés de l'Ouest vers l'Est en trois grands ensembles :

- les gneiss de la Culasse,
- les gneiss du Frater,
- les gneiss du Bois de Bagnols.

La limite entre les deux zones est nette ; dans la partie ouest du secteur, les gneiss méridionaux se placent sur les gneiss septentrionaux ; la disposition inverse peut être observée dans la partie nord.

### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

#### A - Les gneiss septentrionaux.

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

+ Le faciès principal : les gneiss à biotite et à deux micas.

Les gneiss septentrionaux sont de couleur noire ou grise, très riches en biotite, parfois en biotite et muscovite. Dans la coupe du vallon de Font-Figuières, au Nord du secteur, la ressemblance avec les gneiss de Fontcounille-Rioutard est frappante. Les gneiss se disposent en petits bancs à grain fin ou plus grossier, parfois très micacés ; de

la muscovite est visible macroscopiquement mais de façon intermittante. Dans les gneiss très micacés du bois de l'Ermite on peut observer quelques filons de pegmatite à muscovite mais surtout de nombreux amas pegmatitiques, pauvres en mica blanc, de forme amygdalaire, de dimensions décimétriques.

En se dirigeant vers le Sud, les gneiss toujours à biotite ou à deux micas deviennent plus feldspathiques et plus riches en muscovite. L'abondance des feldspaths de grande taille (2 à 5 mm) donne à la roche une couleur rose et une texture d'embranchite ; on remarque de plus de nombreuses passées leucocrates, fortement grenues, proches d'une pegmatite et montrant une grande richesse en muscovite. Ces zones leucocrates n'ont pas de limites franches mais passent d'une façon diffuse aux gneiss encaissants. Cette partie sud des gneiss septentrionaux montre donc un faciès proche de celui décrit dans le vallon du Broch.

+ Les faciès accessoires : les gneiss septentrionaux au Nord comme au Sud, ainsi que dans les compartiments des Escolles sont accompagnés de très nombreuses passées d'amphibolite et de gneiss à amphibole. Les amphibolites peuvent être séparées en deux groupes :

- des amphibolites vertes, finement grenues, disposées en petits bancs dans les gneiss ou interstratifiées avec des amphibolites plus sombres riches en grenat ;

- ces dernières forment le deuxième groupe ; elles sont de couleur vert très sombre, riches en grenat pouvant atteindre un à deux centimètres de diamètre. L'analyse pétrographique montre que ces amphibolites contiennent du pyroxène. Ce faciès très reconnaissable sur le terrain peut être rencontré du Sud au Nord : dans le lit de la Culasse, à la ferme des LAMBERT, dans le lit du Reyran, près de la ferme des Mourronnes.

Les gneiss à amphibole, plus rarement les amphibolites, montrent des zones feldspathiques, diffuses et grenues. Les zones plus claires qui tranchent sur la teinte généralement sombre du reste de la roche, correspondent sans doute aux amas pegmatitiques des gneiss.

#### b) étude microscopique.

##### + Le faciès principal.

##### .. Les gneiss à biotite.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- |                            |                      |
|----------------------------|----------------------|
| - biotite                  | - sillimanite (rare) |
| - plagioclase (18-25 % An) | - microcline (rare)  |
| - quartz                   | - apatite            |
| - grenat                   | - zircon             |
| - chlorite                 | - monazite           |

La structure est généralement granolépidoblastique, isogranulaire, à grain fin. Quand le grain devient plus grossier la structure devient hétérogranulaire, la biotite et le quartz se disposant autour de gros feldspaths donnant une structure à cloisons. Ceci laisse supposer des recristallisations syntectoniques. Ces variations de structure n'entraînent pas de variation dans la composition minéralogique.

La biotite, très abondante, est généralement fraîche ; dans quelques échantillons elle se montre en partie chloritisée, la chloritisation se propageant à partir des clivages et donnant de la pennine et des oxydes de fer.

Le plagioclase, xénomorphe ou subautomorphe est pauvrement maclé. Il s'agit d'un oligoclase de 18 à 25 % d'An ; il devient phénoblastique et automorphe dans les zones leucocrates, renfermant de nombreuses inclusions de quartz et parfois de biotite. Il est légèrement corrodé par le quartz ; ce dernier est toujours en grandes plages xénomorphes, dentelées, étirées, à extinction onduluse, se disposant en cloisons autour des plagioclases.

Le grenat est assez fréquent (1 à 2 mm). Il est globuleux, lui aussi légèrement corrodé.

De la sillimanite en petites baguettes, et du microcline moiré, pœcilitique, apparaissent d'une façon irrégulière. Ils sont toujours en très petite quantité.

Les minéraux accessoires : zircon, monazite sont abondants. On peut faire pour eux les mêmes remarques que celles qui ont été faites pour les minéraux accessoires des gneiss de Gardanne et de Fontcounille : ils paraissent pro-



venir de fins produits détritiques de la roche initiale et non de recristallisation.

.. Les gneiss fins à deux micas.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- |                            |                      |                     |
|----------------------------|----------------------|---------------------|
| - quartz                   | - muscovite          | - microcline (rare) |
| - plagioclase (An 15-22 %) | - séricite           | - apatite           |
| - biotite                  | - sillimanite (rare) | - zircon            |
| - chlorite                 | - grenat             |                     |

La structure est classiquement granolépido-blastique, isogranulaire, à grain fin. Elle tend parfois vers une structure lépidoblastique quand la roche est très micacée.

La biotite est toujours le mica prépondérant. Elle se dispose en grandes lames bien orientées ; très fraîche ou subissant parfois une chloritisation ménagée à partir de ses clivages.

Dans les faciès très siliceux la biotite est corrodée par le quartz. Ce dernier est très abondant, en plages xénomorphes, dentelées. Il est engrené avec de l'oligoclase (An 15-22 % suivant les lames), légèrement altéré en petites paillettes de séricite.

La muscovite est toujours présente. Elle est surtout importante dans les faciès très micacés, on peut l'observer sous différentes formes :

- en groupement épitaxial avec la biotite ;
- provenant de la transformation de la sillimanite comme cela a été plusieurs fois décrit dans le secteur précédent ;
- dans certains faciès micacés elle semble aussi provenir en partie de la biotite par décoloration de celle-ci (LAMEYRE ; thèse 1966). Les faits d'observation qui suivent le laissent supposer :
  - la muscovite est en grandes plages ; de minces lamelles de biotite sont visibles sur leur pourtour ou en inclusions ;
  - les passages biotite-muscovite sont très graduels ; les clivages de cette dernière étant fréquemment occupés par des granules d'oxyde de fer ;
  - la muscovite montre de plus de nombreuses inclusions de zircon.

Très souvent il apparaît dans ces faciès fins des traînées ou des petits amas phylliteux associés aux lits de biotite ou disposés en petites plages sub-losangiques ou sub-rectangulaires incluses dans de grandes biotites. Ces phyllites du type séricite à très faible biréfringence, représentent très certainement la trace d'un ancien minéral ; probablement de la sillimanite sous forme fibreuse pour les traînées, prismatique pour les plages subautomorphes. Il n'est pas rare de voir de grandes plages de muscovite prendre naissance au cœur de ces amas phylliteux fins. De la sillimanite (fibreuse, plus rarement en prismes trapus) ainsi que du microcline peuvent apparaître mais toujours en petite quantité et de façon très irrégulière. La présence de sillimanite est assez constante dans le compartiment des Escolles-Sud.

.. Les gneiss feldspathiques à deux micas.

Leur composition minéralogique est identique à celle des gneiss fins mais leur structure en est différente. Elle est franchement hétérogranulaire et à cloisons. Les phyllites (biotite et muscovite) ainsi que le quartz mou- lent parfaitement de gros plagioclases à tendance automorphe, contenant de nombreuses inclusions : quartz ou mica. Ceci évoque très nettement une recristallisation syntectonique.

La biotite est abondante, ainsi que les traînées phylliteuses qui ont été décrites dans les faciès fins.

La muscovite est aussi abondante, presque autant que la biotite. Elle présente les mêmes formes que celle décrite dans les gneiss fins mais elle montre de plus une disposition en lamelles fines, très souvent groupées en houppettes associées au matériel quartzo-feldspathique sans orientation franche. Dans les gneiss très grossiers elle apparaît fréquemment en grandes lames rectangulaires pouvant atteindre deux ou trois mm de long et moulées tout comme les plagioclases par du quartz en plages polycristallines dentelées. Ces muscovites sont généralement indépendantes de la biotite et ne montrent pas d'orientation franche.

De même que dans le faciès fin la sillimanite et le microcline sont rares ; on peut en observer en faible quantité dans les échantillons provenant des Escolles-Sud.

.. Les amas pegmatitiques diffus associés aux gneiss feldspathiques.

Ils présentent une composition minéralogique qualitative identique à celle des gneiss feldspathiques.

La structure n'est pas celle d'une pegmatite mais de type à cloisons comme celle des gneiss ; son caractère hétérogranulaire est très affirmé. Les micas : biotite et muscovite ainsi que le quartz entourent les phénoblastes de plagioclases. De grandes muscovites rectangulaires sont abondantes et sans orientation précise, moulées par du quartz en petites plages dentelées et étirées. Dans ces zones la biotite est totalement transformée en chlorite (chlorite à teintes de biréfringence dans les tons brun cuivré).

.. Les amas pegmatitiques des gneiss micacés du Bois de l'Ermitte.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- |              |                         |
|--------------|-------------------------|
| - microcline | - plagioclase (An 12 %) |
| - quartz     | - muscovite             |

La structure est celle d'une pegmatite franche.

Le microcline est le constituant principal de la roche. Il se dispose en très gros cristaux moirés pouvant atteindre 4 à 5 cm de long, associés à des cristaux de plagioclase (An 12 %), beaucoup plus petits, n'excédant pas un centimètre et toujours entièrement séricitisés.

Le quartz comme la muscovite est en faible quantité, uniquement représenté par des inclusions au cœur du microcline.

+ Les faciès accessoires.

.. Les gneiss à amphibole.

Il s'agit de gneiss à amphibole ayant tous les caractères de ceux qui ont été décrits dans le vallon de Rioutard. Nous ne nous attarderons donc pas sur une nouvelle description ; nous retiendrons simplement les observations suivantes :

- l'amphibole est une hornblende vert clair à vert brunâtre ( $2V = -84$ ,  $Ng/c = 18^\circ$ ) corrodée par le matériel quartzo-feldspathique et très généralement altérée en chlorite et calcite.

- de la biotite peu ou pas corrodée accompagne toujours la hornblende, se plaçant à sa périphérie ou dans ses clivages ; elle paraît avoir cristallisé légèrement en retard par rapport à l'amphibole.

- ces gneiss montrent par endroit des zones leucocrates, diffuses, à grain beaucoup plus grossier. Dans ces zones l'amphibole est très corrodée par de grandes plages de quartz. La biotite y est généralement chloritisée en pennine. Un peu de microcline peut apparaître (vallon de Font Figuières) ; le faciès de la roche se rapproche alors des migmatites à amphibole décrites dans le vallon de Rioutard.

.. Les amphibolites claires.

Ce sont des amphibolites classiques à structure nématoblastique composées uniquement de hornblende prismatique et de plagioclase ; une anésine à 50-55 % d'An très légèrement séricitisée par taches. L'amphibole est vert clair à vert pistache corrodée par le plagioclase. Elle peut de plus contenir quelques inclusions de quartz.

.. Les amphibolites sombres.

Il s'agit là d'un faciès particulier inconnu dans les secteurs plus occidentaux. La composition minéralogique est la suivante :

- |   |                     |
|---|---------------------|
| - hornblende ( $2V = -70$ , $Ng/c = 21$ ) | - quartz            |
| - plagioclase (An 48-52 %)                | - sphène (abondant) |
| - diopside                                | - calcite           |
| - grenat                                  | - apatite           |
|   | - opaques           |

La structure est ici diablastique.

L'amphibole est une hornblende brun jaune à brun vert, très fraîche associée à du plagioclase basique.

De nombreux granules de diopside, complètement rongés par le plagioclase apparaissent parfois dans certaines lames.

Le grenat est toujours présent en très grande quantité. Dans les affleurements du lit du Reyran il peut atteindre jusqu'à deux centimètres de diamètre ; lui aussi est très rongé par le plagioclase. Très souvent se développe autour du grenat une auréole constituée de petits plagioclases et de petites amphiboles automorphes. Ces auréoles sont parfois très développées et le grenat situé au centre y fait figure de relique.

Le quartz est rare dans ces roches. Il est toujours postérieur, associé à un peu de calcite.

Le sphène en grands cristaux automorphes est toujours extrêmement abondant.

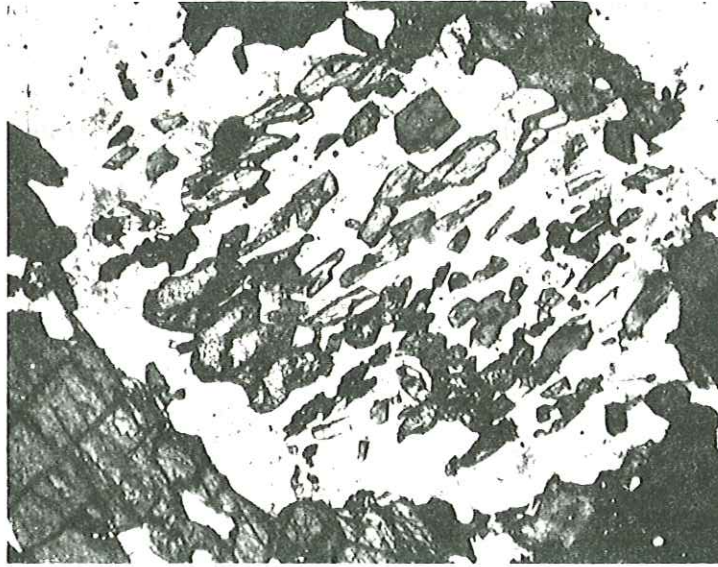


fig. 14 - Remplacement du grenat par l'association : plagioclases - amphiboles vertes. - Remarquer l'allure relictuelle du grenat et la disposition orientée des petites amphiboles L.N. (x 40).

#### c) Conclusions à l'étude des gneiss septentrionaux.

Ces gneiss de la zone septentrionale par leurs caractères généraux aussi bien macroscopiques que microscopiques ressemblent aux gneiss du secteur de Saint-Paul - Bagnols. Dans leur partie nord (vallon de Font Figuières, Bois de l'Ermite) ces gneiss sont identiques à ceux de Fontcounille - Rioutard. Vers le Sud (vallon du Reyran) ils se rapprochent beaucoup plus des gneiss du vallon du Broch (faciès plus feldspathique et plus grande richesse en muscovite). Ces variations ne nous ont pas semblé suffisantes pour pouvoir distinguer cartographiquement deux séries différentes. Les faciès accessoires (gneiss à amphibole et amphibolites) sont d'ailleurs présents aussi bien au Nord qu'au Sud de la zone des gneiss septentrionaux.

Ces différents gneiss comme ceux du secteur de Saint-Paul - Bagnols doivent avoir pour origine une ancienne série sédimentaire argilo-gréseuse.

Il est beaucoup plus difficile d'avancer une hypothèse sur l'origine ortho ou para des amphibolites. Toutefois :

- l'abondance du sphène,
- la basicité marquée par la présence de pyroxène,
- la coloration très brune des amphiboles,

- l'aspect massif de la roche, allié à un grain très fin, sont autant de critères qui permettent de supposer pour le seul faciès amphibolite sombre à grenat une origine éruptive : coulée, sill ou filon couche ?

#### Le métamorphisme.

L'étude pétrographique de ces gneiss laisse entrevoir une histoire métamorphique fort comparable à celle des gneiss du secteur de Saint-Paul - Bagnols. La sillimanite bien que peu abondante est présente. Cela ne nous permet cependant pas de caractériser d'une façon précise le type de métamorphisme qui a atteint ces gneiss.

La phase I qui a pu être mise en évidence dans les gneiss de Rioutard est moins visible ici. Les minéraux : amphibole, pyroxène et grenat toujours très corrodés par le matériel quartzo-feldspathique sont peut-être des minéraux reliques de cette première phase.

L'association biotite - muscovite - sillimanite caractérise la deuxième phase. Uniquement par extrapolation de ce que l'on connaît plus à l'Ouest on peut penser que cette phase II est due à un métamorphisme de basse pression (zone de l'amphibolite faciès).

Il faut remarquer que la sillimanite est assez rare bien qu'en partie masquée par la transformation en muscovite ; elle est beaucoup moins abondante que dans les gneiss du vallon du Broch où elle était déjà en diminution par rapport à ceux de Fontcounille. De plus dans ce secteur occidental du Reyran la muscovite primaire, intimement associée à la biotite est présente en grande quantité. Nous nous trouvons donc au point de vue de l'intensité du métamorphisme à la naissance de l'isograde de la sillimanite ; dans la classification de JUNG et ROQUES ces gneiss se placeraient dans la zone des gneiss supérieurs.

#### La granitisation.

Le degré de métamorphisme est ici moins élevé qu'à l'Ouest et les conditions de température y étaient moins sévères. Corrélativement les phénomènes de granitisation que l'on peut observer dans ces gneiss sont moins marqués. Ils y sont cependant présents et se manifestent par une recristallisation syntectonique du matériel gneissique. Les constituants du gneiss ont en effet recristallisés avec un développement préférentiel pour certains minéraux (les plagioclases) et formation de classiques structures à cloisons. Le développement du matériel quartzo-feldspathique tendant à donner une structure grenue à la roche semble s'être effectué au détriment des éléments ferro-magnésiens : désorganisation des lits phylliteux, corrosion des amphiboles et des pyroxènes, à un degré moindre des biotites. Il n'apparaît pratiquement pas ici de feldspath potassique. Ceci n'est certainement pas dû à une absence de potasse dans la roche (abondance de la biotite) mais plutôt à des conditions de température qui n'étaient pas suffisantes pour permettre le développement du microcline.

#### La phase hydrothermale.

Tout comme dans le secteur de Saint-Paul - Bagnols, les phénomènes de granitisation accompagnant la phase de métamorphisme II, ont été suivis par une phase de type hydrothermal provoquant la muscovitisation de la sillimanite, la naissance de muscovite en travers de la foliation, la cristallisation dans les fissures secondaires, d'une paragenèse à quartz - albite - muscovite.

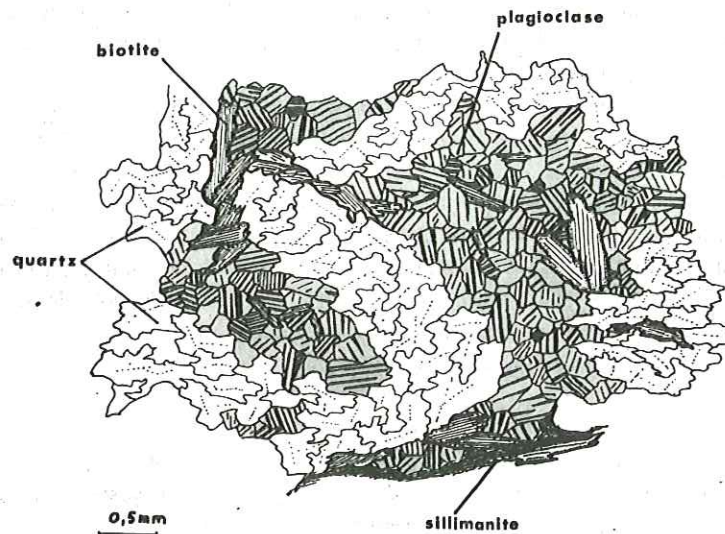


fig. 15 - Micrographie du faciès "en aiguilles" des gneiss méridionaux - Remarquer la séparation quartz-plagioclase et la disposition des plages de quartz dessinant des têtes de plis (dessin dans le plan perpendiculaire à la linéation).

#### B - Les gneiss méridionaux.

Il s'agit de gneiss à deux micas de couleur grise quand ils sont frais, brunâtre ou rouille quand ils sont altérés. Les vallons de la Culasse et de la Buème ainsi que le cours aval du Reyran permettent de faire une coupe complète de toute la zone méridionale.

##### 1) Les gneiss de la Culasse.

###### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Dans le ruisseau de la Culasse, immédiatement sous le Permien du Ribas on observe un gneiss micacé de couleur brun violacé riche en biotite. La muscovite y est visible macroscopiquement. La roche bien que micacée est massive, elle montre une schistosité cristallophyllienne fruste orientée sensiblement Est-Ouest avec un pendage sud variable. Sur ce plan de schistosité on peut noter une linéation peu marquée de direction nord-sud. Dans ces gneiss micacés apparaissent par endroits des amygdales quartzo-feldspathiques de couleur rose, à structure grenue et de dimensions centimétriques rappelant les amygdales de composition granitique des gneiss remobilisés décrits plus à l'Ouest.

Quand on se dirige vers l'Est les gneiss de la Culasse deviennent de plus en plus feldspathiques ; leur aspect feuilleté dû aux micas tend à s'estomper. La roche prend une très belle linéation nord-sud bien marquée par des alignements de quartz et de feldspaths. Elle perd son débit folié au profit d'un débit "en crayon" ou plus exactement "en aiguilles" car le grain est toujours fin. En raison de cette structure particulière nous nommerons

ce faciès "gneiss en aiguilles".

Dans les roches de cette coupe il y a très fréquemment des septa décimétriques ou métriques constitués par des gneiss noirs très fins ; ils ont généralement la forme de fuseaux dont le grand axe est disposé parallèlement à la linéation. Ces septa se rencontrent associés aussi bien aux gneiss micacés qu'aux "gneiss en aiguilles". Il s'agit probablement d'anciens bancs gneissiques boudinés.

b) étude microscopique.

.. Les gneiss micacés.

Ces gneiss par leur composition minéralogique et leur structure de type granolépido-blastique, hétérogranulaire, à cloisons sont très proches des gneiss feldspathiques à deux micas décrits dans la zone septentrionale. Ils constituent un terme de passage entre ces derniers et les "gneiss en aiguilles".

.. Le faciès "gneiss en aiguilles" de la Culasse.

La composition minéralogique de ces roches peut s'exprimer ainsi :

- biotite	- microcline
- muscovite	- myrmékite
- quartz	- apatite
- plagioclase (An 16-20 %)	- zircon.

Si la composition minéralogique des "gneiss en aiguilles" est identique à celle des gneiss micacés (on note simplement une diminution des micas surtout de la muscovite), leur structure en est cependant très différente.

Les plagioclases qui dans les gneiss banaux sont généralement xénomorphes, répartis dans l'ensemble de la roche et associés intimement au quartz, sont ici disposés en petits prismes trapus, automorphes à subautomorphes et groupés en amas imitant un pavage régulier. Ils sont pauvrement maclés et toujours en partie séricitisés. Ils présentent fréquemment des traces nettes de cataclase (minéraux brisés, macles tordues). De plus, on observe souvent dans ces plagioclases ou au contact de deux minéraux de fines lamelles de muscovite elles aussi fortement tordues. Il s'agit là des restes d'un ancien matériel. L'ordonnance des plages plagioclasiques est parfois détruite par la présence d'un ou plusieurs cristaux de microcline moiré, xénomorphe, à tendance poëcilitique sans trace apparente de cataclase donnant au contact des plagioclases de nombreuses myrmékites.

Le quartz se dispose lui aussi en plages polycristallines, sans forme bien définie ; si elles présentent parfois un aspect sub-circulaire ou ellipsoïdal, ce n'est pas général.

Les micas sont abondants ; la biotite et la muscovite en association épitaxique ou en lamelles entremêlées se disposent autour du quartz ou des amas de plagioclase en formant des sortes de cloisons. Ces micas sont frais quoique montrant des traces légères de torsion.

.. Les septa de gneiss fins.

Leur composition minéralogique peut s'exprimer ainsi :

- quartz	- grenat (rare)
- biotite	- apatite
- plagioclase (16-22 %)	- zircon.

La structure est finement granolépido-blastique.

La biotite se présente en fines lamelles généralement fraîches, souvent orientées suivant deux directions formant un angle d'à peu près 45°. Dans quelques échantillons on peut même observer un ancien litage dans lequel tous les minéraux (quartz et biotite en particulier) sont réorientés suivant une nouvelle direction. Ces remarques amènent à penser que les septa de gneiss fin portent les traces très nettes de deux phases de métamorphisme.

Le quartz se dispose en petites plages xénomorphes, lobées, à extinction onduleuse, fortement engrenées avec le plagioclase : un oligoclase à 16-22 % d'An qu'il corrode.

Le grenat apparaît parfois, mais assez rarement ; lui aussi est fortement corrodé par le quartz.

Le faciès de ces septa est identique à celui des gneiss fins, à biotite seule ou à biotite et grenat, déjà décrit dans la zone de Gardanne, de Fontcounille, du vallon du Broch, et plus près de là, dans le compartiment des Escolles-Sud.

## 2) Les "gneiss en aiguilles" du Frater.

### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

En passant du ruisseau de la Culasse dans celui de la Buème, les caractères des "gneiss en aiguilles" décrits ci-dessus ne font que s'affirmer. La roche devient de plus en plus feldspathique et plus massive. La schistosité cristallophyllienne de moins en moins marquée disparaît complètement ; seule une très belle linéation orientée au Nord et pentée au Sud d'un angle variable est remarquablement nette. Elle est marquée par l'alignement de tous les constituants du gneiss. Si l'on observe celui-ci de près, dans un plan parallèle à la linéation, on se rend compte que tous les éléments de la roche sont étirés dans la même direction. Les lits micacés discontinus moulent de petits fuseaux blancs ou translucides constitués de feldspath ou de quartz. Ces fuseaux n'excèdent jamais un centimètre de long pour un ou deux millimètres d'épaisseur. Dans le plan perpendiculaire à la linéation, la roche montre une structure confuse, extrêmement plissotée ; aucun plan de schistosité n'y est décelable.

Ce faciès "gneiss en aiguilles" grâce à sa structure particulière, est facile à repérer. On peut le suivre du Sud au Nord dans toute la zone méridionale ; il est particulièrement bien visible sur le sentier du Frater, sur la piste des Escolles, à l'Est de la ferme des Mouronnes ; c'est à la hauteur de cette ferme que le faciès "gneiss en aiguilles" franc prend une grande extension est-ouest.

Dans ces gneiss on rencontre une grande abondance de septa gneissiques noirs identiques à ceux de la Culasse ; au confluent de la Culasse et de la Buème on en rencontre d'autres d'aspect micaschisteux. Dans ce secteur, les septa sont particulièrement bien observables ; dans certains cas favorables on peut noter que ceux-ci ont un plan de schistosité oblique par rapport à la schistosité de l'encaissant quand elle est visible. S'ils présentent habituellement une forme oblongue, leur grand axe disposé dans le sens de la linéation, ce n'est pas un cas général. En effet, on peut observer sur le chemin des Escolles près du point coté (294, 1 m) un septum dessinant un pli d'amplitude métrique dont l'axe est nettement oblique par rapport à la linéation de l'encaissant.

### b) étude microscopique.

Par rapport aux gneiss de la Culasse, la composition minéralogique des "gneiss en aiguilles" montre quelques variations. En effet, la sillimanite apparaît en assez grande quantité ; le microcline devient mieux représenté. Ces variations semblent s'effectuer aux dépens des micas dont la quantité diminue ; ceci est surtout sensible pour la muscovite qui souvent n'est plus qu'accessoire.

Un échantillon provenant de la piste des Escolles près du point coté 323, 8 m nous donne la composition minéralogique suivante :

- |               |                         |
|---------------|-------------------------|
| - quartz      | - plagioclase (An 18 %) |
| - biotite     | - microcline            |
| - muscovite   | - myrmékite             |
| - sillimanite | - apatite               |
| - chlorite    | - zircon                |

La structure, quand elle est observée dans un plan taillé parallèlement à la linéation, est granolépido-blastique. Les lits micacés sont bien orientés mais discontinus, coincés entre des amygdales constituées par du quartz ou des feldspaths (oligoclase, microcline). La séparation quartz-feldspath déjà très bien visible dans les "gneiss en aiguilles" de la Culasse est ici particulièrement nette.

Dans le plan perpendiculaire à la linéation la structure est beaucoup plus confuse. On peut cependant observer la séparation nette entre le quartz et les feldspaths. Le quartz se dispose en amas sans formes bien définies. Mais si l'on examine ces plages quartzieuses à un faible grossissement ou en regardant simplement la lame mince par transparence sur fond noir, on se rend compte qu'un grand nombre de ces plages représente des têtes de microplis. Les charnières de ceux-ci sont parfaitement visibles dans les lames minces taillées dans un plan légèrement oblique par rapport à la linéation. Les petites amygdales de quartz présentent alors des extrémités bifides, les deux branches

étant séparées par les linéaments de micas ou de feldspaths; le quartz s'y présente toujours en petits cristaux dentelés à extinction fortement onduleuse.

Les plagioclases, un oligoclase An 18 % présentent le même habitus que dans les "gneiss en aiguilles" de la Culasse ; comme dans ces derniers ils représentent un vieux matériel : cristaux subautomorphes à automorphes, trapus, séricitisés, accolés les uns aux autres formant ainsi un pavage régulier ; ils montrent fréquemment des traces nettes de cataclase et contiennent de fines lamelles de muscovite tordue. Ces plagioclases sont très abondants, ils forment avec le quartz la partie essentielle de la roche. Le microcline apparaît dans ces plages, sous forme poëcilitique, détruisant leur ordonnance géométrique ; il ne montre pas de trace de cataclase. Les micas sont peu abondants. La biotite est toujours fraîche, parfois légèrement chloritisée à ses extrémités. Elle est associée à un peu de muscovite qu'elle a tendance à englober. Cette biotite est aussi associée à de la sillimanite fibreuse que l'on peut très bien observer dans les lames taillées parallèlement à la linéation. Les fibrolites montrent à leurs extrémités une légère pseudomorphose en muscovite. Dans les lames taillées perpendiculairement à la linéation les micas ont tendance à épouser les amygdales de quartz ou de feldspath formant ainsi de minces cloisons. Les fibrolites de sillimanite dessinent alors tout comme le quartz des figures de microplis. De la muscovite en amas sub-circulaires apparaît dans certaines lames. Il s'agit certainement là de pseudomorphose de minéraux alumineux complètement transformés.

### 3) Les gneiss du Bois de Bagnols.

#### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Quand on continue la coupe dans le lit de la Buème en se dirigeant vers l'Est, le faciès "gneiss en aiguilles" perd à nouveau sa netteté ; on passe graduellement à un gneiss à deux micas, finement lité, dans lequel la foliation est très bien visible. Des réapparitions du faciès "en aiguilles" doivent cependant être signalées. Dans ces gneiss la schistosité cristallophyllienne, tout comme dans ceux de la Culasse, est orientée grossièrement Est-Ouest (de 70° E à 120° E) avec un pendage sud souvent assez accusé. Les septa de gneiss noirs fins sont toujours présents, par contre les septa micaschisteux ont disparus. La muscovite qui était en nette diminution dans les gneiss du Frater par rapport à ceux de la Culasse est de nouveau abondante ici. Les gneiss du Bois de Bagnols occupent dans la zone méridionale une très grande superficie ; leur faciès est assez constant. Cependant en certains points (lit du Reyran par exemple) on note quelques variations : apparition d'un faciès "embréchite litée" ; faciès à microcline œillé. Celles-ci sont cependant assez rares et de faible extension. Dans ces gneiss : région de Garrot, P. SOLETY (1964) signale la présence de filons de granite à tourmaline tout à fait comparables à ceux de Grime. On peut noter aussi dans le lit de la Buème quelques filons de pegmatite rose à tourmalines et grandes muscovites. Ces pegmatites sont identiques à celles qui affleurent un peu plus au Sud dans les gneiss du Reyran aval.

Ces derniers qui poursuivent en continuité les gneiss du Bois de Bagnols sont de couleur sombre très micacés ; ils présentent le faciès typique des gneiss micacés du Bois de l'Hermitte. Ils sont donc à rattacher à la zone des gneiss septentrionaux. Ils présentent cependant certains caractères qui leur sont propres :

- abondance des filons ou poches de pegmatite à tourmaline bien visibles dans le lit du Reyran ou dans le talus de l'auto-route ;
- présence des porphyroblastes de microcline tardif, recoupant la schistosité, plus ou moins abondants suivant les affleurements ;
- importance des phénomènes de cataclase dus à la proximité du bassin d'effondrement du Reyran.

#### b) étude microscopique.

La composition minéralogique des gneiss du Bois de Bagnols est voisine de celle des "gneiss en aiguilles" ; on note simplement la disparition de la sillimanite et la présence plus abondante de muscovite ; le microcline reste un élément représentatif de ces gneiss. La structure typiquement granolépidoblastique, hétérogranulaire, à cloisons, sépare ces gneiss de ceux du Frater et les rapproche des gneiss de la zone septentrionale.

Dans les lits phylliteux, la biotite est généralement fraîche mais elle peut présenter des traces de chloritisation de plus en plus marquées quand on se rapproche du bassin carbonifère du Reyran. Cette biotite toujours abondante est intimement associée à de la muscovite ; les deux micas ont la même orientation. La muscovite provenant de la pseudomorphose de sillimanite est rare.



Les lits leucocrates sont constitués de plagioclases : oligoclase An 19-22 %, subautomorphe, intimement associé à du quartz en plages dentelées, étirées, à extinction onduleuse. Le microcline est toujours présent dans ces lits. Il se dispose en grandes plages moirées à tendance pœcilitique, écartant parfois les cloisons micacées qui l'entourent. Il tranche par sa limpidité sur les plagioclases séricitisés de façon irrégulière. Tout comme pour la chloritisation de la biotite, la séricitisation des plagioclases s'accroît de plus en plus quand on se rapproche du bassin carbonifère du Reyran.

#### 4) Conclusions à l'étude des gneiss méridionaux.

Les gneiss méridionaux constituent un ensemble très homogène. Leur aspect massif, leur grain fin et régulier (1 à 3 mm), l'absence de faciès accessoires du type leptynite, amphibolite ou cipolin, les opposent sur le terrain aux gneiss qui affleurent dans la partie nord du secteur.

Ces gneiss bien que très homogènes ont pu cependant être séparés en trois ensembles, cela en fonction de la structure de la roche et de sa composition minéralogique. En effet quand on se déplace de l'Ouest vers l'Est on peut voir la structure en aiguilles s'ébaucher dans le faciès Culasse, devenir caractéristique des gneiss du Frater puis s'estomper pour enfin disparaître dans les gneiss du Bois de Bagnols.

Du point de vue minéralogique le faciès Culasse est riche en biotite et à un degré moindre en muscovite. Quand on passe aux gneiss du Frater la sillimanite apparaît en assez grande quantité et le microcline augmente ; cela semble s'effectuer aux dépens surtout de la muscovite qui dans les échantillons riches en sillimanite devient accessoire. Dans les gneiss du Bois de Bagnols la sillimanite ne se rencontre plus et la muscovite est de nouveau abondante. Par contre le microcline reste très représentatif.

Ces variations minéralogiques montrent que le métamorphisme qui a affecté cette zone présente un maximum d'intensité dans l'ensemble du Frater. C'est dans ce même ensemble que le faciès "gneiss en aiguilles" est le mieux développé.

#### Quelle peut être l'origine des gneiss méridionaux et comment interpréter le faciès "gneiss en aiguilles" ?

Sur le terrain les "gneiss en aiguilles" par leur aspect massif, l'absence de schistosité, leur linéation marquée évoquent un faciès d'ortho-gneiss. En lame mince l'habitus particulier des plagioclases en prismes automorphes groupés en amas rappelle la structure d'une roche éruptive grenue. Cette hypothèse n'est cependant pas défendable car elle n'est pas compatible avec les faits suivants :

- présence de septa gneissiques dont le faciès est absolument identique à celui des gneiss à biotite et grenat de la zone septentrionale (en particulier ceux du compartiment des Escolles) ;
- passage progressif des "gneiss en aiguilles" aux gneiss septentrionaux ;
- enfin l'analyse chimique des "gneiss en aiguilles" comparée à celle des gneiss de Rioutard (l'équivalent dans le secteur de Saint-Paul - Bagnols des gneiss septentrionaux) montre des variations relativement peu importantes ; on note une proportion légèrement plus élevée en Si (3,5 %) pour un pourcentage moindre en Fe, Mg et Ca ; les teneurs en Al, Na et K étant identiques.

Tous ces faits permettent de penser, bien que les septa des "gneiss en aiguilles" ne montrent aucun des faciès accessoires connus dans la zone septentrionale, que les gneiss méridionaux proviennent à l'origine d'un matériel assez proche de celui qui a donné les autres faciès de ce secteur.

L'étude pétrographique a montré que les plagioclases des "gneiss en aiguilles" constituent un ancien matériel ; ces plagioclases n'ont aucun aspect pouvant indiquer une origine détritique et ils ne peuvent pas non plus provenir d'un matériel ortho. On est ainsi conduit à les attribuer aux recristallisations d'une phase de métamorphisme antérieure à celle qui a entraîné la formation des "gneiss en aiguilles". Ces derniers seraient donc polymétamorphiques. Cette hypothèse séduisante a le mérite d'être conforme aux différents faits d'observation qui ont été exposés. C'est ainsi qu'il est possible de résumer l'histoire des "gneiss en aiguilles" :

- dans un premier temps gneissification d'une série sédimentaire argilo-gréseuse légèrement plus siliceuse et moins ferro-magnésienne que la série qui a donné naissance aux gneiss septentrionaux ; les conditions du métamorphisme de cette première phase ont probablement dû être celles de la mésozone (présence dans les plages

	N° 2	N° 1	N° 6	N° 13
Si O <sub>2</sub>	68,50	65,05	68,80	68,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	15,75	16,57	16,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,40	1,80		0,08
Fe O	2,20	3,45	3,21	3,70
Mg O	2,05	2,80	1,10	1,21
Ca O	1,40	2,60	1,01	1,50
Na <sub>2</sub> O	2,75	2,85	2,92	3,20
K <sub>2</sub> O	2,85	2,25	3,75	3,56
Ti O <sub>2</sub>	0,50	1,00	0,54	0,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,20	0,17	0,15
Mn O	0,10	0,10	0,21	0,06
H <sub>2</sub> O +	1,55	1,45		
H <sub>2</sub> O -	0,40	0,25	1,72	1,15
Total	99,90	99,55	99,00	100,00

Analyse N° 2 : gneiss en aiguilles du Frater. Analyste B. USELLE. Grenoble 1967.

Analyse N° 1 : gneiss de Rioutard. Analyste B. USELLE. Grenoble 1967.

Analyse N° 6 : gneiss de Bormes. Analyste BERTRANDY. Marseille 1956. (In GUEIRARD thèse 1957, p. 99).

Analyse N° 13 : gneiss de Bormes. Analyste BERTRANDY. Marseille 1956. (In GUEIRARD thèse 1957, p. 99).

plagioclasiques de petites muscovites tordues). Il est tentant de paralléliser cette première phase avec la phase I mise en évidence dans les gneiss de Rioutard;

- reprise des gneiss du premier temps par une deuxième phase, responsable de la cristallisation syn-tectonique, de l'association biotite - muscovite - sillimanite. La disposition du quartz qui a migré en grande partie dans les têtes de microplis indique que cette deuxième phase s'est effectuée dans une ambiance de forte déformation de charnière de pli. En extrapolant par rapport à ce que l'on connaît dans les secteurs plus occidentaux on peut sans gros risque d'erreur paralléliser cette phase avec la phase de type Abukuma bien déterminée dans les gneiss de Gardanne et de Rioutard. Ici cependant le niveau énergétique du métamorphisme dépasse à peine la zone des Gneiss supérieurs : la sillimanite n'est présente que dans le seul ensemble du Frater ; elle est accompagnée par de la muscovite.

On retrouve dans ces gneiss, d'une façon atténuée par rapport à l'Ouest les phénomènes de granitisation qui accompagnent la phase de métamorphisme chaud :

- microcline tardif prenant parfois l'allure de porphyroblastes dérangeant les mosaïques plagioclasiques,
- présence locale de faciès embréchitiques,
- granite fin à tourmaline identique à celui de Grime.

Enfin la phase hydrothermale qui suit les phénomènes de granitisation est encore décelable ici :

- muscovitisation d'anciens minéraux alumineux,
- chloritisation de la biotite et séricitisation des plagioclases dans les zones de fracture (bordure du bassin carbonifère du Reyran avec cristallisation dans les fissures de la paragenèse quartz - albite - chlorite - calcite).

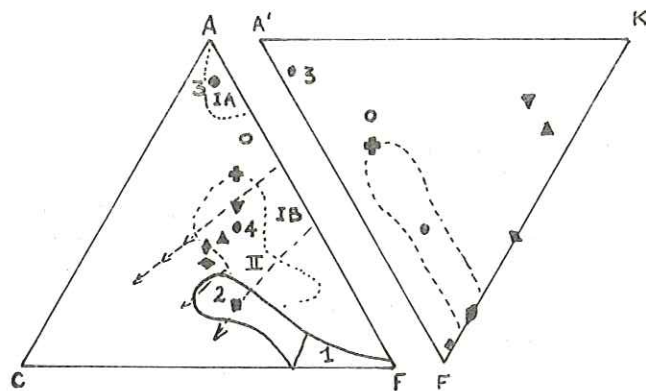


fig 16 : Diagramme montrant la position des gneiss en aiguilles

- par rapport aux gneiss de Rioutard (assez proches)
- par rapport aux différentes roches éruptives communes

- ⊕ Gneiss de Rioutard.
- Gneiss en Aiguilles

Voir légende des diagrammes ACF et A'KF de Winkler  
fig 10 - page 36

IV. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU SECTEUR DU REYRAN.

L'étude de ce secteur a permis de mettre en évidence deux ensembles bien distincts :

- les gneiss septentrionaux qui par leurs caractères aussi bien minéralogiques que structuraux ainsi que par leurs faciès accessoires ressemblent fort aux gneiss du secteur de Saint-Paul - Bagnols. (gneiss de Fontcounille - Suanes et du vallon du Broch), Ils ont certainement une origine para : série sédimentaire rythmique grésoschisteuse prenant par endroits un caractère de grauwacke : cette série a été probablement accompagnée par des émissions volcaniques basiques (amphibolite à grenat du Reyran).

- les gneiss méridionaux bien caractérisés par leur texture orientée en aiguilles, proviennent probablement eux aussi d'une ancienne série grésoschisteuse, légèrement plus siliceuse que la précédente et où les phénomènes volcaniques basiques sont absents.

Ces deux ensembles sont polymétamorphiques. Ils portent les traces d'au moins deux phases successives de métamorphisme.

La phase I tout comme dans les secteurs précédents est difficile à définir. Il s'agit d'une phase relique plus ou moins masquée par la suivante. Dans les gneiss septentrionaux elle n'est plus guère visible ; seuls les minéraux résiduels toujours très corrodés, (amphibole, pyroxène) parfois complètement transformés (grenat) témoignent de cette première phase. Dans les gneiss méridionaux elle est mieux décelable : vieux plagioclases cataclasés associés aux muscovites tordues ; septa montrant d'anciens litages ou une double orientation des biotites. Ces vestiges de la première phase ne permettent pas de définir avec précision le type de métamorphisme qui a affecté la série originelle ni même le niveau énergétique du métamorphisme dans lequel se sont produites les recristallisations. Cependant l'habitus des plagioclases de cette première phase laisse penser qu'elle a été suffisamment élevée en intensité pour effacer toute trace de l'ancien sédiment. Cette première phase a dû probablement évoluer dans la mésozone.

La phase II ; contrairement à la première cette deuxième phase est bien définie dans la partie occidentale du Reyran. Il s'agit d'un métamorphisme de type "basse pression" Abukuma, et température élevée. Cette phase est toujours accompagnée de phénomènes de granitisation. Dans le secteur du Reyran la rareté de la sillimanite et la présence de muscovite abondante indique que cette phase a évolué dans la zone des gneiss supérieurs.

Si ce métamorphisme chaud a provoqué la recristallisation syntectonique des roches de la zone septentrionale en y effaçant toute trace de la première phase il n'en est pas de même au Sud où les recristallisations n'ont pas été totales. Ce fait peut être expliqué si l'on admet une hétérozonalité entre les deux phases de métamorphisme tel que l'indique le tableau suivant :

	PHASE I	PHASE II
Zone septentrionale	Zone des Micaschistes inférieurs	Zone des Gneiss supérieurs
Zone méridionale	Zone des Gneiss supérieurs	

La phase II accompagnée de ses phénomènes de granitisation aurait pu effacer les traces de la phase I dans le secteur septentrional où cette dernière est plus faible avec beaucoup plus de facilité que dans le secteur méridional où les deux phases ont évolué dans le même niveau énergétique.

En se plaçant dans cette hypothèse la limite gneiss septentrionaux - gneiss méridionaux pourrait représenter à la fois une variation dans la sédimentation et la trace d'une ancienne zonéographie.

CHAPITRE V - LE SECTEUR DES ADRETS DE FREJUS

PLAN

I. - LES LIMITES.

II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

- Les gneiss de l'Avellan.
- Les gneiss du Vallon Charretier.
- Les leptynites à grenat et les micaschistes associés.
- Les micaschistes feldspathiques du Planestel.

III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE CHAQUE FORMATION.

1) Les gneiss de l'Avellan.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude microscopique.
- c) conclusions à l'étude des gneiss de l'Avellan.

2) Les gneiss noirs du Vallon Charretier.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude microscopique.

- .. Le faciès principal : les gneiss à biotite seule  
les gneiss à deux micas.
- .. Les faciès accessoires : les gneiss à amphibole  
les cipolins.

- c) conclusions à l'étude des gneiss noirs.

3) Les leptynites à grenat et les micaschistes associés.

A) Les leptynites à grenat.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude microscopique.

- .. Les leptynites à grenat : le faciès commun.
- .. Les leptynites à grenat : le faciès "porphyrique".

- c) considérations chimiques.
- d) conclusions à l'étude des leptynites à grenat.

B) Les micaschistes à grenat intercalés dans les leptynites.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.
- b) étude microscopique.
- c) considérations chimiques.

4) Les micaschistes feldspathiques du Planestel.

- a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique,
- b) étude microscopique.

- .. Les micaschistes feldspathiques.
- .. Les gneiss fins à biotite.

c) conclusions à l'étude des micaschistes feldspathiques du Planestel.

IV. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU SECTEUR DES ADRETS.

## LE SECTEUR DES ADRETS DE FREJUS

-----

Ce secteur n'a été cartographié que dans sa partie sud. Son étude détaillée reste à faire. Dans ce chapitre nous nous bornerons à une étude descriptive des différentes formations rencontrées afin de comparer cette région aux secteurs occidentaux précédemment décrits, et d'établir les relations éventuelles avec le Tanneron occidental malgré le hiatus du bassin carbonifère du Reyran.

### I. - LES LIMITES.

Le secteur des Adrets de Fréjus est limité à l'Ouest par le bassin carbonifère du Reyran, et à l'Est par le grand accident de Font de Sante.

Au Sud il disparaît sous les assises volcano-sédimentaires permienes du Mont-Vinaigre (616 m point culminant du massif de l'Esterel). La limite nord peut être matérialisée par une ligne nord-ouest - sud-est passant par la ferme de Quiston au Nord jusqu'aux mines de Font de Sante (fluorine) au Sud.

### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

Une coupe orientée est-ouest et effectuée à la hauteur du Planestel permet de distinguer à la suite de P. BORDET quatre grands ensembles.

- Les gneiss de l'Avellan
- Les gneiss noirs du Vallon Charretier
- Les leptynites à grenat du Bois de Montauroux
- Les micaschistes feldspathiques du Planestel.

- Les gneiss de l'Avellan dessinent une bande grossièrement nord-sud longeant le bassin carbonifère du Reyran. Ce faciès atteint son maximum de puissance à la hauteur du vallon de l'Avellan. Les gneiss, franchement mylonitiques le long de l'accident de la Moure en bordure du Carbonifère prennent un aspect de moins en moins écrasé quand on se dirige vers l'Est.

- Les gneiss noirs qui font suite aux gneiss de l'Avellan présentent une grande extension dans la région du Vallon Charretier. Ils passent vers l'Est aux leptynites à grenat. La limite entre ces deux formations aux faciès très différents est nette ; les leptynites se plaçant sur les gneiss noirs quand on se dirige vers l'Est. Parfois un niveau micaschisteux à tourmaline et grenat s'intercale entre les gneiss noirs et les leptynites. Ces micaschistes se retrouvent au sein même des leptynites dans lesquelles ils dessinent de minces bandes discontinues orientées nord-sud.

- Les micaschistes feldspathiques du Planestel constituent la formation la plus orientale du secteur des Adrets. Ces gneiss sont très bien visibles dans le ravin de l'Argentière ainsi que dans le talus de la route D 237 à l'entrée de l'agglomération du Planestel. Ils montrent à plusieurs reprises des réapparitions du faciès leptynite à grenat.

### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE DE CHAQUE FORMATION.

#### 1) - Les gneiss de l'Avellan.

##### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

La roche présente un aspect massif, une couleur sombre quand elle est fraîche, brunâtre ou rouille quand elle est altérée. Le grain est généralement fin ; à l'observation macroscopique on distingue des feldspaths de forme arrondie, blancs ou roses et de grandes lamelles de muscovite (environ 2 mm). La schistosité cristallophyllienne est floue, souvent peu visible, elle est en moyenne orientée nord-sud avec un pendage toujours proche de la verticale. Dans certaines zones, surtout dans la partie sud du secteur étudié : vallon de la Moure, vallon de l'Avellan, vallon des Veaux, cette roche présente un faciès de "pseudo-gneiss œillé" où les yeux ne sont pas monocristallins mais composés de quartz et de feldspath formant des amygdales de couleur rosée, tranchant sur le fond sombre de la roche. De forme allongée ou plus ou moins ellipsoïdale, elles mesurent entre 1 et 5 cm de long. Si l'on examine de plus près ces amygdales, on se rend compte - et ceci se voit très bien sur le plan perpendiculaire à la linéation - qu'elles ont une forme complexe. Leurs extrémités sont souvent effilées et contournées, assez souvent bifides. Toutes dessinent avec plus ou moins de netteté des têtes de plis très aplatis, plis dont les flancs ont été étirés et cisailés. Ces amygdales représentent très certainement des vestiges d'anciens lits quartzo-feldspathiques plissotés puis étirés sous l'action d'une déformation intense.

Le passage aux gneiss du Vallon Charretier se fait par la disparition des "yeux" quartzo-feldspathiques et la diminution des grandes lames de muscovite. Du fait de l'altération très poussée des roches la limite entre les deux formations est très difficile à tracer sur le terrain.

##### b) étude microscopique.

###### .. Les gneiss de l'Avellan.

La composition minéralogique de ces gneiss est assez constante et peut s'exprimer ainsi :

- quartz	- microcline	- monazite
- biotite	- plagioclase (25-30 % An)	- zircon
- muscovite	- chlorite	- apatite

La roche présente une structure granolépido-blastique franchement hétérogranulaire. Les "yeux" polycristallins, parfois de gros plagioclases isolés baignent dans une fine trame quartzo-micacée où les lits de quartz et les lits de micas sont plus ou moins bien individualisés.

Le microcline est le constituant principal de ces "yeux", il a l'habitus qu'on lui connaît bien dans les amas quartzo-feldspathiques des gneiss remobilisés déjà décrits dans les secteurs plus occidentaux.

Les plagioclases généralement plus petits que le microcline sont en très grande partie séricitisés ; il s'agit d'un oligoclase de 25 à 30 % d'An.

Le quartz est toujours présent dans ces "yeux" ; il se place de préférence autour des feldspaths en petites plages dentelées ; son extinction est toujours fortement onduleuse.

La trame est constituée essentiellement de micas (biotite et muscovite), de quartz et en quantité moindre de plagioclases.

Le quartz est régulièrement réparti en petites plages dentelées, isogranulaires, mêlées aux micas et aux plagioclases. Dans certaines lames il se groupe en minces lits flexueux, contournés, repliés sur eux-mêmes faisant apparaître dans la roche à l'échelle du microscope des plis extrêmement serrés.

Le plagioclase est un oligoclase de même basicité que celui des "yeux" ; disposé en plages de mêmes dimensions que le quartz, il est toujours plus ou moins séricitisé. Il présente rarement des macles tordues.



La biotite est abondante, de couleur verte à brun vert, elle n'est que très rarement chloritisée. L'observation microscopique montre qu'il existe dans ces roches deux générations de biotite :

- des lamelles très fines à bords dilacérés, présentant une orientation d'ensemble nette, toujours mêlées à de petites plages de quartz : ces lamelles pourraient avoir pour origine d'anciennes biotites morcelées.
- des lamelles beaucoup plus grandes à bords francs, sans trace de cataclase ni d'orientation préférentielle. Ces biotites ont plutôt tendance à se disposer en amas ; elles sont certainement plus récentes que les premières.

La muscovite est beaucoup moins abondante que le mica noir. Elle peut se présenter elle aussi sous deux formes :

- en grandes plages fusiformes, à extinction onduleuse, aux extrémités effilées, tordues, parfois complètement repliées sur elles-mêmes. Elles contiennent souvent de petites lamelles de biotite, les plans de clivage des deux micas étant accolés. Elles présentent de plus en inclusions de nombreux zircons et il n'est pas rare de voir leurs clivages encombrés par des granules d'oxyde de fer. Il est manifeste que ces muscovites ont été fortement cataclasées, elles sont certainement plus anciennes que les biotites fraîches. Il s'agit peut-être de vieilles biotites décolorées (F. DEBON, 1965).

- en plages xénomorphes, dentelées, à tendance amiboïde. Il s'agit ici d'une muscovite récente sans trace de cataclase, ni d'orientation nette.

De la chlorite vert très pâle à biréfringence dans les teintes cuivrées peut être observée dans ces roches. Il s'agit d'une chlorite récente ; accompagnée de quartz et d'un peu d'albite, elle cicatrise de nombreuses fissures de la roche.

#### c) conclusions à l'étude des gneiss de l'Avellan.

Si la courte étude pétrographique qui précède ne nous permet pas de remonter jusqu'à l'origine lithologique de l'ensemble des gneiss de l'Avellan, elle apporte cependant quelques précisions sur ces roches.

Les gneiss de l'Avellan ne peuvent pas être considérés comme des migmatites œillées ainsi que le propose P. BORDET (1963) ni comme mylonites provenant d'anciens gneiss œillés tel que le suggère F. DEBON (1965).

En effet, la composition polycristalline des "pseudo-yeux" (déjà signalé par F. DEBON) et leur forme ne laissent aucun doute quant à leur origine. Il ne peut s'agir que d'anciens lits ou grandes amygdales quartzo-feldspathiques repliés et boudinés. L'examen pétrographique de ces yeux montre une grande analogie avec les amygdales quartzo-feldspathiques des gneiss en partie remobilisés des secteurs occidentaux du Tanneron.

La formation de l'Avellan peut être considérée, à mon sens, comme un ensemble gneissique, en partie remobilisé, fortement plissé (amygdales et lits de quartz repliés) et étiré, le plissement ayant précédé l'étirement. Ce dernier est responsable du caractère cataclastique des gneiss :

- émiettement du quartz et des biotites,
- déstabilisation partielle des plagioclases,
- boudinage des lits quartzo-feldspathiques.

Cette cataclase paraît avoir affecté plus particulièrement les micas ; tous les minéraux sont encore fort reconnaissables et la structure de la roche ne semble pas justifier le terme de mylonite employé par F. DEBON. De plus cette cataclase n'a pu s'effectuer que dans un niveau de métamorphisme élevé puisque les biotites ne se montrent jamais déstabilisées. Toutefois la couleur verte de ces dernières et la déstabilisation partielle des plagioclases laissent supposer une certaine tendance à la rétro-morphose. Celle-ci n'a cependant pas l'importance que lui attribue F. DEBON.

Une nouvelle cristallogénèse a suivi la rétro-morphose ; elle est responsable de la formation de biotite II non déformée ainsi que d'amas de muscovite eux aussi sans trace de torsion.

Il faut enfin attribuer à une phase tectonique récente (accident de la Moure ou de ses rejeux), la fissuration plus ou moins intense de la roche, fissures cicatrisées par la paragenèse quartz - albite - chlorite.

2) - Les gneiss noirs du Vallon Charretier.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

La coupe que l'on peut effectuer dans ce vallon est excellente. Elle permet de très bien observer la roche en place sur plus de 1500 m. Le faciès principal est représenté par des gneiss noirs ou gris sombre, très frais, riches en biotite. La roche se dispose en gros bancs d'un à deux mètres de puissance montrant un grain moyen (un à deux mm) alternant avec des bancs à grain extrêmement fin.

Dans les gneiss à grain moyen la schistosité cristallophyllienne est bien marquée ; des phénomènes d'étirement sont toujours décelables (amygdales de quartz étirées et plissotées). Quand le grain est fin, la roche devient massive, compacte. La schistosité cristallophyllienne y est alors peu visible ; ce faciès présente dans le lit des ruisseaux un modelé qui rappelle beaucoup plus celui d'une roche éruptive que celui d'une roche métamorphique. Un certain litage peut apparaître ; le gneiss présente alors une alternance de lits clairs et de lits sombres extrêmement fins et réguliers dépassant rarement un millimètre d'épaisseur. Ces gneiss noirs et fins montrent de plus une grande richesse en grenats roses, très frais, pouvant atteindre 4 mm de diamètre.

Dans la coupe du Vallon Charretier on peut observer le passage très graduel de ces gneiss noirs à des gneiss à amphibole et à des amphibolites. Ces niveaux basiques sont cependant peu importants à l'affleurement. Dans cette même coupe un banc de cipolin est visible près du point coté 160,9 m. On peut noter enfin comme autre faciès accessoire un banc de quartzite affleurant près de la ferme de Quiston à une centaine de mètres de l'accident de la Moure.

b) étude microscopique.

Le faciès principal. les gneiss à biotite seule.

Leur composition minéralogique peut s'exprimer ainsi :

- |                            |              |
|----------------------------|--------------|
| - quartz                   | - apatite    |
| - biotite                  | - zircon     |
| - chlorite                 | - monazite   |
| - plagioclase (An 25-35 %) | - tourmaline |
| - grenat                   | - magnétite  |

Les gneiss à biotite sont toujours à grain fin ; ils montrent une structure granolépidoblastique, hétérogranulaire. Ce dernier caractère est dû à la présence de gros plagioclases de 1 à 3 mm de long moulés par une trame quartzo-micacée finement cristallisée.

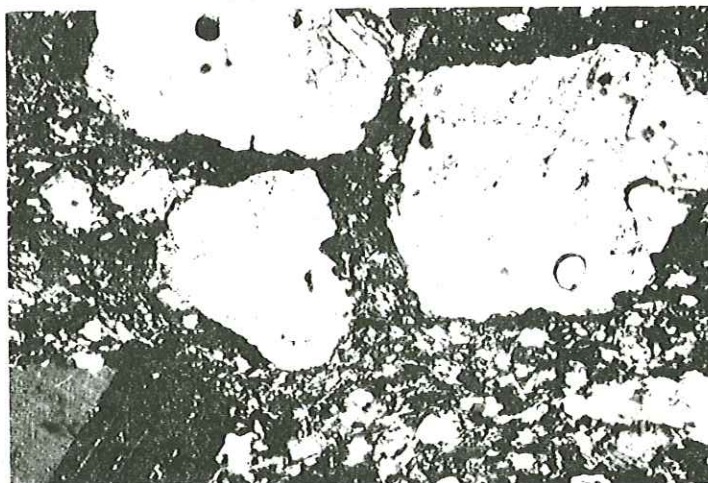


fig. 17 - Microphotographie montrant le caractère très hétérogranulaire des gneiss à biotite du Vallon Charretier L. P. (x 40) -

Plagioclases d'aspect détritique dans une fine trame quartzo-micacée.

Ces plagioclases (oligoclase-andésine An 25-35 %), sont très frais, maclés albite, albite-péricline, albite-Carlsbad ; ils présentent assez fréquemment une légère zonation. De forme ovoïde ou arrondie ils s'alignent suivant l'orientation générale de la roche mais peuvent aussi se placer de travers. Ils sont moulés par la trame quartzo-micacée qui les entoure. Cette dernière tout contre les plagioclases et surtout à leurs extrémités semble avoir recristallisé d'une façon plus large. Ces feldspaths ne montrent guère d'inclusions mis à part quelques gouttes de quartz, parfois de rares paillettes de biotite fraîche. Ils sont en quantité très variable suivant les lames. Ils peuvent être abondants et constituer la majeure partie de la roche, la trame quartzo-micacée ne formant que de minces cloisons autour d'eux, ou bien assez peu nombreux, la trame étant alors prépondérante. Il s'agit très certainement là d'une disposition qui est un héritage sédimentaire.

La trame est constituée essentiellement de quartz et de biotite. Le quartz est à grain fin, xénomorphe, associé à de petits plagioclases généralement très séricitisés. La biotite est ici de couleur brune, très rarement chloritisée. Elle se dispose en lamelles bien orientées, moulant parfaitement les gros plagioclases. Son extinction onduleuse, ses clivages encombrés d'oxyde de fer, ses bords effilochés montrent qu'elle a été fortement déformée après sa cristallisation. Il s'individualise dans cette trame des traînées constituées par une mouture de très fines paillettes de biotite fraîche, aux bords déchiquetés, et de minuscules plages de quartz. Il ne fait aucun doute que ces traînées ont une origine mécanique ; elles se sont produites par morcellement du quartz et de la biotite sous l'action de tensions dynamiques, à un niveau énergétique permettant la stabilité de la biotite. Les rares phénomènes de chloritisation qui sont visibles dans ces roches paraissent toujours en relation avec des fissures récentes cicatrisées par la paragenèse quartz - albite - chlorite.

Le grenat est un élément constant de ces gneiss fins à biotite. Il est toujours présent mais en quantité variable. Xénomorphe, globuleux, parfois à tendance pœcilitique, il ne montre jamais de forme propre.

Le zircon et la monazite sont abondants ; généralement arrondis ou ovoïdes. On peut remarquer cependant que certains zircons en inclusion dans les plagioclases ont conservés leurs faces cristallographiques.

#### .. les gneiss à deux micas.

Ces gneiss sont très proches des précédents. Le grain est cependant plus grossier et la muscovite y apparaît en grande quantité. Les grenats, très abondants dans le faciès à biotite seule, ont ici disparu.

Les deux micas (biotite et muscovite) présentent la même orientation. Disposés très souvent en groupements épitaxiaux ils montrent tous deux des traces nettes de cataclase. Associés à des plages de quartz finement polycristallines ils moulent des plagioclases frais ayant absolument tous les caractères de ceux qui ont été décrits dans le faciès précédent.

La biotite est plus abondante que le mica blanc. Elle se présente sous deux formes :

- en grandes lames flexueuses, à clivages tordus, encombrés çà et là d'oxyde de fer, à bords effilochés, toujours à extinction onduleuse. Ces biotites bien que fortement marquées par des effets dynamiques sont toujours fraîches, rarement chloritisées.

- en plages beaucoup plus petites, mêlées à du quartz. Elles présentent elles aussi des bords dilacérés ; leur orientation est beaucoup moins nette que pour les précédentes. Cette deuxième forme pourrait provenir tout comme dans les gneiss précédents d'un morcellement des premières lors de mouvements tectoniques. Quoique cataclasées ces biotites sont restées stables ; elles ne présentent que très rarement de légers phénomènes de chloritisation.

La muscovite est elle aussi tordue, effilochée. Elle présente, en fait, tous les caractères des muscovites des gneiss de l'Avellan :

- forme fuselée,
- lamelles parfois repliées, clivages tordus soulignés par des oxydes de fer,
- extinction onduleuse,
- zircons fréquents en inclusions,
- groupements épitaxiaux avec la biotite.

Dans ces gneiss à deux micas apparaissent parfois des amygdales quartzo-feldspathiques à structure granoblastique. Elles sont constituées presque uniquement de plagioclases subautomorphes paraissant plus acides que ceux du fond de la roche (An 18-20 %) et de quartz en grandes plages à extinction onduleuse. Parfois un peu de microcline accompagné de myrmékites apparaît dans ces amygdales.

### Les faciès accessoires .. Les gneiss à amphibole

Une lame effectuée dans un échantillon provenant du Vallon Charretier donne la composition minéralogique suivante :

- hornblende
- quartz
- plagioclase (An 42-44 %) - zircon
- biotite - apatite
- grenat (rare)

La structure est granoblastique à tendance granolépido-blastique. L'amphibole est une hornblende verte à vert légèrement brunâtre, toujours en partie corrodée par le plagioclase et le quartz. Ce dernier est abondant, en plages xénomorphes, à extinction onduleuse, très engrené avec le plagioclase qu'il corrode. Ce dernier est une andésine de 42 à 44 % d'An très peu séricitisée.

La biotite est aussi très fraîche, elle se dispose en petites paillettes plus ou moins rectangulaires, peu ou pas corrodées, toujours disposées aux abords de l'amphibole et formant parfois une couronne autour d'elle.

Nous retrouvons donc ici tous les caractères des gneiss à amphibole qui ont été déjà décrits dans les secteurs plus occidentaux du Tanneron.

### .. Les cipolins,

Une lame mince taillée dans un échantillon provenant du seul affleurement de cipolin connu dans le secteur (Vallon Charretier) donne la composition minéralogique suivante :

- calcite
- sphène
- plagioclase (An 35-40 %) - apatite
- phlogopite - limonite
- quartz

La structure est granoblastique.

La calcite largement cristallisée, aux macles fortement tordues, constitue la quasi totalité de la roche ; elle est accompagnée de quartz à extinction onduleuse et de plagioclase qui est ici une andésine de 35 à 40 % d'An légèrement séricitisée. Le quartz et le plagioclase ont tendance à se disposer en "nids" dans la roche. Les lamelles micacées par contre sont également réparties dans la lame en présentant une orientation extrêmement nette. Il s'agit de phlogopite incolore à légèrement jaunâtre, subuniaxe, montrant toujours une extinction fortement onduleuse.

### c) conclusions à l'étude des gneiss noirs.

La formation du Vallon Charretier par sa disposition en bancs d'épaisseur variable, ses alternances de gneiss fins à biotite et grenat ou plus grossiers à deux micas, laissent supposer une ancienne série sédimentaire rythmique. L'intercalation de cipolin et de quartzite, la richesse de ces gneiss en minéraux accessoires (zircon, monazite) aux formes roulées, ne font que confirmer l'origine sédimentaire de cette formation. La structure hétérogranulaire de ces gneiss étant due à un héritage sédimentaire, la formation originelle pourrait être une ancienne grauwaacke.

Les différents caractères décrits ci-dessus :

- couleur noire des gneiss due à la grande richesse en biotite,
- alternance de bancs à grain fin ou grossier,
- alternance de faciès à biotite et grenat, et de faciès à deux micas,
- abondance en minéraux accessoires aux formes roulées,
- présence de niveaux de cipolin, gneiss à amphibole, amphibolite,

rapprochent fort ces gneiss de ceux qui ont été décrits dans les secteurs plus occidentaux et principalement ceux de Fontcounille, pour lesquels l'analyse chimique donne une composition qui est celle d'une roche de type grauwaacke. Mais alors que dans les gneiss de Fontcounille la sillimanite et la cordiérite sont présentes en grande quantité, ici ces minéraux font complètement défaut. L'intensité du métamorphisme bien que correspondant toujours à la zone de l'amphibolite faciès est ici certainement moins élevée qu'à l'Ouest. C'est pour cette raison que la structure hétérogranulaire, que l'on peut supposer effacée dans les gneiss de Fontcounille, est ici bien conservée.

La cataclase, si elle n'est pas aussi importante que dans les gneiss de l'Avellan a cependant nettement affecté cette formation. Les traînées de quartz et de biotite morcelée parallèles aux lits micacés semblent montrer qu'il y a eu dans la roche des déplacements relatifs favorisés par les plans de la schistosité cristallophyllienne dans des conditions de température et de pression autorisant la stabilité de la biotite.

3) - Les leptynites à grenat et les micaschistes associés.

A) Les leptynites à grenat.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Les leptynites à grenat sont largement représentées dans le secteur des Adrets ; on en trouve aussi un affleurement important dans la partie orientale du massif (région de Tanneron). Ces roches ont été signalées pour la première fois par P. BORDET (1963).

Quand elles sont fraîches ces leptynites sont massives, de couleur rose, se débitant en gros bancs d'environ un mètre d'épaisseur et limités par des joints plans. Ces roches sont cependant très souvent altérées et intensément diaclasées. Elles deviennent alors friables, à patine blanchâtre et se débitent en petites plaquettes décimétriques. Il n'est pas rare d'observer dans ces roches de nombreux filonnets ou amas de quartz d'exsudation.

La schistosité cristallophyllienne de ces leptynites est fruste, peu marquée, voire absente. Sur les surfaces des bancs on peut observer une linéation parfaite orientée nord-sud et accompagnée parfois de meneaux ayant une orientation identique. Dans les plans parallèles à la linéation, la foliation est souvent visible et soulignée par une alternance de lits millimétriques clairs et sombres. Dans les plans perpendiculaires à la linéation les micas quand ils sont visibles dessinent des plissements complexes soulignant la linéation. Comme le fait remarquer F. DEBON, le débit à l'affleurement reste indépendant de toute schistosité cristallophyllienne.

Bien que ces leptynites soient assez étendues en surface leur faciès est assez homogène ; le grain toujours fin. A l'observation macroscopique on ne distingue que de fines paillettes de muscovite, des quartz très étirés, ainsi que la présence assez constante de petits grenats brun rouge. Parfois quelques gros feldspaths blancs (1 à 4 mm) sont visibles. Localement la roche peut se charger en biotite mais ceci paraît être assez rare.

Dans le secteur de Tanneron, au Sud de ce village, près du lieu-dit les Margoutons, P. BORDET a signalé dans ces leptynites des structures de type "microgranite" épargnées par les phénomènes de métamorphisme. Ces structures ont été retrouvées un peu plus au Sud dans la coupe de l'autoroute Esterel-Côte d'Azur à la hauteur du vallon de l'Argentière toujours dans le secteur de Tanneron. A ma connaissance elles n'ont jamais été rencontrées dans le secteur des Adrets. La roche ici est très massive présentant une couleur rose ou légèrement verdâtre ; on peut y observer de très beaux grenats rouge sang pouvant atteindre 5 à 6 mm de diamètre, des quartz globuleux légèrement étirés (2 à 4 mm) ainsi que de gros feldspaths blancs de forme arrondie (4 à 5 mm). Ces minéraux sont emballés dans un ciment rose ou légèrement verdâtre. Ce faciès particulier peut passer en quelques mètres au faciès commun des leptynites à grenat ; le passage se fait par la diminution progressive des gros feldspaths, l'étirement des quartz globuleux donnant des amygdales ou des lits d'épaisseur millimétrique et pouvant atteindre plusieurs centimètres de long, la diminution de taille des grenats.

Sur le terrain ces leptynites dessinent deux bandes orientées nord-sud larges d'environ 1 à 2 km suivant les points et présentent une disposition stratoïde. Dans le secteur des Adrets le contact avec les gneiss noirs est bien visible ; il se fait généralement par l'intermédiaire d'un niveau de micaschiste à grenat. Quand ce niveau manque les faciès leptynites et gneiss noirs sont concordants, les leptynites se plaçant sur les gneiss noirs avec un pendage est. Dans le secteur de Tanneron (coupe du talus de l'autoroute) on peut très bien observer le contact gneiss noirs - leptynites. Tout comme dans le secteur précédent ces dernières surmontent les gneiss mais ici le passage n'est pas brutal ; il se fait par une alternance de niveaux leptynitiques et de niveaux gneissiques.

b) étude microscopique.

Les leptynites à grenat . . Le faciès commun.

La composition minéralogique de cette roche peut s'exprimer ainsi :

- |                     |             |
|---------------------|-------------|
| - microcline        | - muscovite |
| - oligoclase-albite | - grenat    |

- quartz
- biotite
- tourmaline
- apatite

Il s'agit d'une roche leucocrate essentiellement quartzo-feldspathique à structure hétérogranulaire orientée. L'orientation est due aux alignements micacés épars et discontinus ainsi qu'à l'étirement des plages de quartz.

Le microcline est avec le quartz le constituant principal de la roche. D'aspect moiré, ou finement quadrillé, il se dispose en petites plages engrenées avec le quartz et le plagioclase. Il se présente aussi parfois en cristaux plus importants, à caractère de phénocristaux (1 à 3 mm) ; il est alors toujours entouré par une couronne de plagioclases qui semblent le corroder.

Le plagioclase est acide ; il s'agit d'albite-oligoclase en cristaux xénomorphes, en grande partie séricitisé.

Le quartz est abondant, disposé en petites plages mono ou polycristallines, étirées ou de forme plus ou moins globulaire. Les micas sont peu abondants. La biotite de couleur brun verdâtre est toujours en grande partie chloritisée et associée de façon intime à la muscovite. Celle-ci peut cependant être observée seule, sans liaison apparente avec la biotite. Dans certaines lames, il existe une muscovite indègne de cataclase et disposée de façon oblique par rapport à la foliation de la roche.

Les grenats sont toujours présents dans ces roches ; ils sont de petite taille, de forme globuleuse, parfois éclatés. Ils sont souvent accompagnés par de la tourmaline en petits prismes automorphes.

Les leptynites à grenat . . Le faciès "porphyrique" conservé de la région de Tanneron.

La composition minéralogique est identique au faciès commun.



fig. 18 - A) Amas de quartz globulaire dans le faciès porphyrique L.P. (x 40).

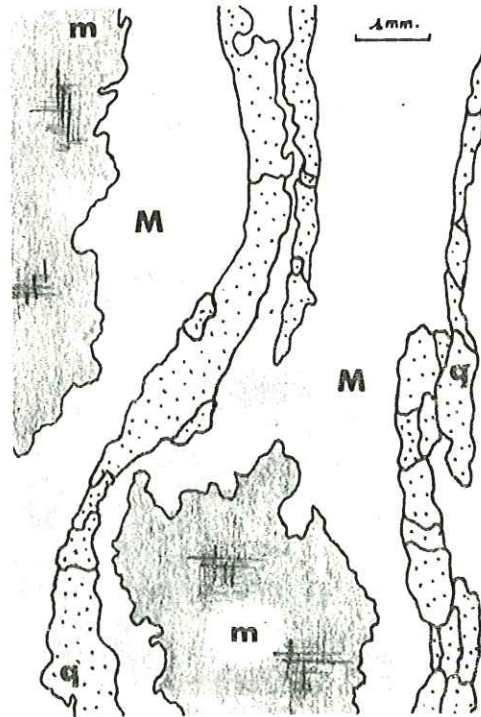


fig. 18 - B) Micrographie montrant des phénocristaux de microcline résiduel moulés par le quartz très étiré - m = microcline ; q = quartz ; M = mésostase.

Le passage très graduel du faciès "porphyrique" au faciès fin beaucoup plus commun s'observe très bien en lame mince. Les phénocristaux de plagioclase disparaissent rapidement ; les amas quartzeux s'étirent de plus en plus et donnent à la limite des lits de quartz extrêmement fins moulant souvent des phénocristaux de microcline résiduel (fig. 18 B).

La structure est à caractère hétérogranulaire extrêmement marqué ; de gros porphyroblastes de microcline et de plagioclase ainsi que des amas quartzeux de forme sphérique ou ellipsoïdale baignent dans une mésostase quartzo-feldspathique finement grenue. L'orientation de la roche est peu marquée, seul les gros amas de quartz montrent un léger étirement.

Les microclines œillés présentent les mêmes caractères que ceux du faciès commun, mais ils sont cependant beaucoup plus nombreux et plus développés. Les plagioclases sont très nettement automorphes ; il s'agit d'un albite-oligoclase légèrement séricitisé et présentant le long des plans de clivage de fines paillettes de muscovite secondaire. Les gros amas de quartz sont très abondants ; ils forment des plages polycristallines de 4 à 5 mm de diamètre.

Tous ces minéraux tranchent nettement sur le fond de la roche constitué par une fine mosaïque de cristaux où le microcline et le quartz dominent largement. Ils sont accompagnés par de petites plages de plagioclase -albite-oligoclase) et de minces lits discontinus de biotite et muscovite. Le pourcentage des micas paraît être assez variable suivant les lames.

Le grenat et la tourmaline sont toujours présents. Alors que cette dernière est toujours de petite taille, le grenat, lui, peut atteindre des dimensions de l'ordre de 3 à 4 mm. Très frais, de forme globuleuse, il présente parfois des ébauches de faces cristallines.

#### c) considérations chimiques.

Une analyse chimique de ces leptynites banales a été effectuée sur un échantillon provenant du secteur des Adrets (région du Charbonnier) ; elle est publiée par F. DEBON, (1965, p. 46 bis). Comme pouvait le laisser prévoir la composition minéralogique, l'analyse chimique montre que ces leptynites sont fort proches de la composition d'une rhyolite alcaline moyenne (S.R. NOCKOLDS, 1954). En effet, la roche présente une grande richesse en Si pour de faibles teneurs en Fe, Mg, et Ca. Elle montre aussi une nette prédominance du K sur le Na. De plus, les leptynites du Tanneron ont, toujours du point de vue chimique, des caractères fort comparables à ceux des gneiss acides provenant de rhyolites ou de microgranites métamorphisés, d'âge probablement proche :

- gneiss acides du Canigou ; Cambrien (GUITARD, 1958),
- porphyroïde du Rouergue ; Cambrien (COLLOMB, 1957).

Ces différentes analyses groupées dans le tableau suivant ont été reportées sur le diagramme triangulaire A' K F de WINKLER. Les points représentatifs sont parfaitement groupés ; ils démontrent la grande affinité chimique que présentent entre elles ces différentes roches. (fig. 19).

#### d) conclusions à l'étude des leptynites à grenat.

Les leptynites à grenat du Tanneron par :

- leur aspect massif,
- leur disposition stratifiée,
- leur schistosité cristallophyllienne fruste,
- leur structure conservée de type porphyrique (localement),
- leur composition chimique qui est celle d'une rhyolite alcaline,
- leur affinité chimique avec différents gneiss acides d'origine rhyolitique,

laissent supposer qu'elles ont bien une origine ortho et qu'elles dérivent d'anciennes rhyolites ou ignimbrites alcalines.

	I	A	B	C
Si O <sub>2</sub>	76,40	74,13	74,67	74,57
Al O <sub>3</sub>	12,50	14,10	13,57	12,58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	0,78	0,67	1,30
Fe O	0,54	0,67	0,84	1,02
Ti O <sub>2</sub>	tr.	0,14	0,28	0,17
Mn O	0,02	0,02	0,04	0,05
Ca O	0,60	0,54	0,51	0,61
Mg O	tr.	0,19	0,35	0,11
Na <sub>2</sub> O	3,00	3,52	2,02	4,13
K <sub>2</sub> O	4,45	5,42	5,70	4,73
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,24	0,09	0,07
H <sub>2</sub> O +	0,87	1,03	1,09	0,66
H <sub>2</sub> O -		0,10		
Total	98,99	100,88	99,83	100,18

Analyse (I) : leptynite à grenat des Adrets (Tanneron) - (F. DEBON, 1965) ;

Analyse (A) : moyenne de cinq analyses d'ortho-gneiss sodi-potassique d'origine rhyolitique. Massif du Canigou. (G. GUITARD, 1958) ;

Analyse (B) : moyenne de sept analyses d'ortho-gneiss acides du Rouergue. (P. COLLOMB, 1957) ;

Analyse (C) : moyenne de vingt et une analyses chimiques de rhyolites alcalines + obsidiennes rhyolitiques. (NOCKOLDS S.R., 1964, tableau I, p. 1012).

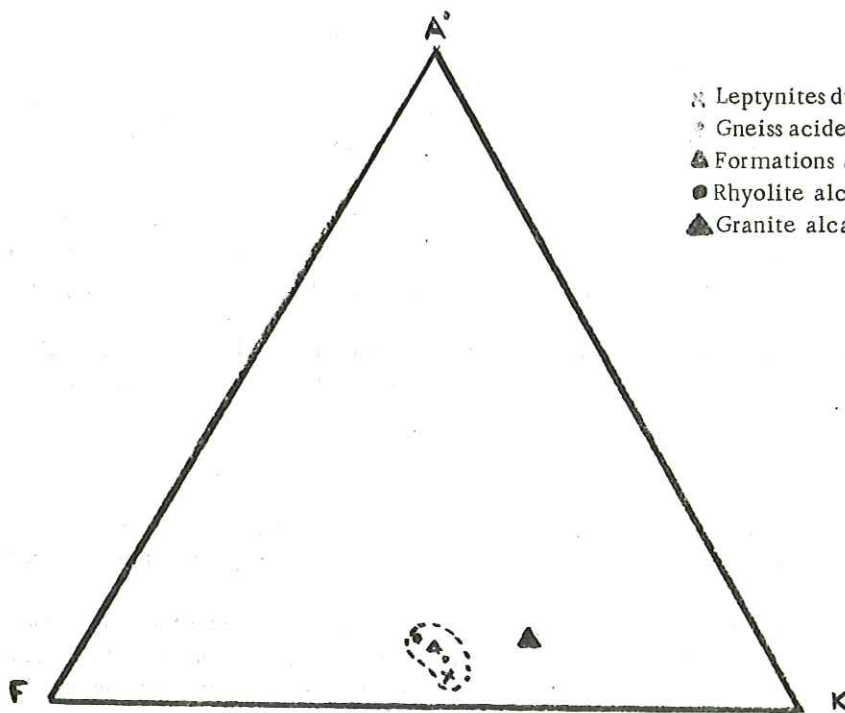


fig. 19 - Les leptynites du Tanneron et quelques roches comparables sur le diagramme A' K F de WINKLER.



## B) Les micaschistes à grenat intercalés dans les leptynites.

### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Ces micaschistes s'observent à la limite des gneiss noirs et des leptynites ou au sein même de ces dernières dans le secteur des Adrets. Ils y constituent plusieurs bandes orientées nord-sud, pouvant atteindre une centaine de mètres de large. Ces micaschistes n'ont jamais été cartographiés. Seul F. DEBON en signale un affleurement sous le piton du Charbonnier. Ils sont pourtant bien visibles au Nord du vallon des Veaux, sur la piste forestière Le Planestel - Pont de l'Autoroute, à l'Ouest du Logis de Paris, entre les points cotés 207,2 m et 208,5 m. A l'affleurement la roche est largement cristallisée, riche en grandes muscovites (4 à 5 mm) ; son faciès est homogène, il n'apparaît aucun litage stratigraphique. Le grenat et la tourmaline sont abondants et bien visibles macroscopiquement. Tout comme les leptynites ces micaschistes ont été affectés par les effets de la tectonique ; la roche est très plissotée, elle se débite en fuseaux aux extrémités étirées et tordues. Elle est toujours très altérée, les affleurements frais sont extrêmement rares. Les contacts entre les leptynites et ces micaschistes sont difficilement visibles et peu interprétables car ces deux roches ont un comportement très différent sous l'action des contraintes tectoniques.

### b) étude microscopique.

La composition minéralogique de ces micaschistes peut être exprimée ainsi :

- quartz	- chlorite
- plagioclase (15 à 20 % An)	- grenat
- biotite	- tourmaline
- muscovite	- apatite

Ils ont une structure lépidoblastique à granolépido-blastique suivant l'importance du matériel quartzeux. L'arrangement des lits micacés est en partie détruit par les effets de la cataclase qui se font sentir sur tous les minéraux. Les formes en fuseaux visibles à l'affleurement se retrouvent à l'échelle du microscope ; biotite et muscovite, les deux éléments principaux de ces roches, constituent des amygdales séparées par des traînées de mica dilacérés.

La muscovite est le mica qui a le mieux résisté aux actions dynamiques ; elle se présente en grandes plages à extinction ondulée en forme de fuseau, aux extrémités effilées.

La biotite aussi abondante que la muscovite est beaucoup plus atteinte par les effets de la cataclase. Elle se dispose en lames tordues, dilacérées, en partie déstabilisée en chlorite ; elle contient souvent des aiguilles de rutile (sagénite).

Le quartz, en petits grains xénomorphes ou en grandes plages fracturées, morcelées, à extinction roulante, forme des lits irréguliers. Il est fréquemment associé à des plagioclases. Ces derniers sont en quantité extrêmement variable suivant les lames, mais ils ne sont jamais très abondants ; il s'agit d'un oligoclase (An 15-20 %) généralement séricitisé.

Comme minéraux du métamorphisme on rencontre des grenats pouvant atteindre un demi-centimètre de diamètre, toujours éclatés et en partie limonitisés. La tourmaline est fréquente ; tout comme les grenats elle est généralement morcelée.

### c) considérations chimiques.

F. DEBON (1965) donne une analyse chimique des micaschistes affleurant non loin de l'indice uranifère du Charbonnier. Il est intéressant de comparer cette analyse à celle des micaschistes des Maures (S. GUEIRARD, 1957) et à l'analyse des leptynites à grenat.

Alors que les micaschistes des Maures sont tous caractérisés par de fortes teneurs en Al et Fe et un faible pourcentage en Si, les micaschistes des Adrets (Tanneron) présentent, eux, des proportions inverses : un taux de Si élevé pour des teneurs en Al et Fe faibles. Ces deux groupes de roches ont manifestement des origines très différentes. Les proportions en Si, Al et Fe qui opposent les micaschistes des Adrets à ceux des Maures, les rapprochent chimiquement des leptynites à grenat dans lesquelles ils sont interstratifiés. Il est tentant de voir là une liaison originelle et d'interpréter ces micaschistes comme des niveaux tufacés contemporains de ces ex-rhyolites.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Si O <sub>2</sub>	76,40	74,20	61,15	56,38	55,15	47,13	56,48	53,00	54,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,50	11,80	19,75	24,70	23,00	29,50	23,46	25,53	26,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	1,75	1,18	0,82	3,72	6,37	6,86	3,75	3,26
Fe O	0,54	1,65	6,30	5,95	6,15	1,45	1,52	4,80	3,33
Mn O	traces	0,03	0,17	0,10	0,12	0,01	0,01	0,14	0,03
Mg O	traces	1,21	1,20	1,46	2,16	1,52	0,94	1,60	1,61
Ca O	0,60	0,24	1,05	0,46	0,28	0,50	0,34	0,52	0,70
Na <sub>2</sub> O	3,00	1,07	0,68	1,95	1,24	1,77	1,14	1,63	2,64
K <sub>2</sub> O	4,45	3,50	2,18	1,55	2,19	3,54	2,72	2,95	2,60
Ti O <sub>2</sub>	traces	0,48	0,92	0,82	0,88	0,10	0,17	0,08	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	traces	-	0,62	0,22	0,12	1,35	0,96	1,06	0,79
P F	0,87	2,59	4,80	5,31	4,82	5,44	4,55	4,79	3,78
Total	98,99	98,82	99,80	99,72	99,80	98,68	99,15	99,85	99,32

I - Leptynite à grenat des Adrets (Tanneron) (in F. DEBON, 1965).

II - Micaschiste à grenat des Adrets (Tanneron) (in F. DEBON, 1965).

III - Quartzophyllade du Château du Fenouillet-Maures. (An. BERTRANDY. Marseille, 1955).

IV - Schiste à chloritoïde du Vallon de Bayorre-Maures. (An. BERTRANDY. Marseille, 1957).

V - Schiste à chloritoïde naissant des Maurettes-Maures. (An. BERTRANDY. Marseille, 1957).

VI - Micaschistes bicolores de la Verrerie-Maures. (An. BERTRANDY. Marseille, 1957).

VII - Micaschiste à muscovite de la Verrerie-Maures. (An. BERTRANDY. Marseille, 1957).

VIII - Micaschiste à grenat. (Col de Cagoven-Maures) (An. BERTRANDY. Marseille, 1956).

IX - Micaschiste du Cap Nègre-Maures. (An. BERTRANDY. Marseille, 1956).

4) - Les micaschistes feldspathiques du Planestel.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

Les micaschistes feldspathiques du Planestel constituent la formation la plus orientale du secteur des Adrets. Ils sont très bien visibles sur la route D 237 ainsi que dans le vallon de l'Argentière. Ils présentent généralement une couleur rouille ou verdâtre à cause de l'altération très poussée de la roche.

Le faciès commun est un micaschiste feldspathique, à deux micas présentant un débit facile en plaques grossières et plus ou moins gondolées. A l'observation macroscopique on se rend compte que la roche est très cataclasée, étirée et plissotée. La schistosité cristallophyllienne est horizontale ou très faiblement inclinée vers l'Est.

On remarque par endroits dans ce faciès principal, des bancs décimétriques, à grain fin, durs et compacts. Ces petits bancs dans une ancienne carrière au Nord Ouest du Planestel soulignent des plis couchés d'amplitude décimétrique à plan axial horizontal. Deux niveaux de cipolin ont été repérés dans ces micaschistes feldspathiques. Le premier dans le village du Planestel sur la route D 237, le deuxième à la sortie nord ouest du village sur la piste du vallon de la Verrerie ; tous deux se présentent en position horizontale.

Ces micaschistes feldspathiques se placent géographiquement au-dessus des leptynites à grenat. Ils montrent de plus dans le vallon de l'Argentière des réapparitions du faciès leptynitique ; il est difficile à la vue des affleurements de dire s'il s'agit de récurrence stratigraphique ou de réapparition des leptynites sous-jacentes à la faveur de plis anticlinaux ou d'accidents tectoniques.

b) étude microscopique.

.. Les micaschistes feldspathiques.

La composition minéralogique de ces roches est la suivante :

- |               |           |
|---------------|-----------|
| - biotite     | - quartz  |
| - muscovite   | - grenat  |
| - chlorite    | - apatite |
| - plagioclase | - zircon  |

L'observation microscopique montre une structure fortement marquée par la cataclase. Les micas très abondants forment des lits étirés et repliés, séparés par des lits quartzeux légèrement feldspathiques.

La muscovite est abondante, associée à de la biotite elle forme des lits encore bien individualisés ; disposée en plages souvent fusiformes, à extinction roulante, aux extrémités repliées et tordues, il ne fait aucun doute qu'elle a subi de fortes tensions dynamiques.

La biotite présente une couleur verte à vert brunâtre ; bien que très rarement chloritisée elle présente elle aussi des traces de cataclase. Elle peut être observée associée aux lits de muscovite mais elle est aussi très abondante dans les niveaux quartzeux où elle se dispose en très petites paillettes sans orientation nette. Cela pourrait être le résultat d'anciennes biotites morcelées comme on l'a déjà décrit dans les autres formations du secteur des Adrets.

Le quartz est abondant, en toutes petites plages xénomorphes à extinction onduleuse. Il est associé à quelques plagioclases toujours fortement séricitisés. Ces derniers par leur forme arrondie et leur taille variable (ne dépassant pas toutefois le millimètre) ont un aspect détritique. Il s'agit d'un oligoclase acide de 12 à 15 % d'An.

On peut rencontrer dans ce faciès quelques grenats aux formes globuleuses fréquemment éclatés.

.. Les gneiss fins à biotite.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- |               |            |
|---------------|------------|
| - biotite     | - albite   |
| - muscovite   | - chlorite |
| - plagioclase | - apatite  |
| - quartz      | - zircon   |

L'observation microscopique montre un gneiss à grain fin, et à structure granolépido-blastique. La cataclase qui a fortement marqué le faciès principal est ici peu importante.

La biotite est fraîche, rarement chloritisée, bien orientée, se disposant en petites paillettes alignées ou anastomosées en lits plus ou moins continus. Elle présente une couleur brune, ses clivages sont rarement tordus. La muscovite qui l'accompagne (en très faible quantité) est par contre toujours flexueuse, ses clivages sont fréquemment occupés par des granules d'oxyde de fer. Ce mica blanc pourrait bien provenir de la décoloration d'anciennes biotites.

Le plagioclase est beaucoup plus abondant que dans les gneiss micaschisteux ; il est entièrement transformé en séricite et par endroits en calcite. Il est fréquent d'observer dans ces plagioclases séricitisés des zones constituées par une albite pure provenant d'une albitisation secondaire. Le plagioclase est associé à du quartz en plages xénomorphes, engrenées, à extinction fortement onduleuse.

Dans certaines lames minces provenant de bancs plus leucocrates, du microcline en petites plages xénomorphes et moirées peut apparaître en grande quantité. Le faciès de la roche se rapproche de celui des leptynites qui affleurent plus à l'Ouest.

#### c) conclusions à l'étude des micaschistes feldspathiques du Planestel.

La formation des micaschistes feldspathiques du Planestel peut être considérée à la suite de P. BORDET comme ayant une origine sédimentaire détritique. En effet :

- la disposition de ces gneiss sur le terrain,
- l'alternance de bancs micacés et de bancs fins plus quartzeux,
- la présence de cipolin,

le laissent supposer.

L'absence d'analyse chimique rend malheureusement impossible la comparaison avec les autres faciès déjà décrits, en particulier avec les micaschistes feldspathiques intercalés dans les leptynites.

Tout comme les autres formations du secteur des Adrets ces gneiss micaschisteux ont été fortement tectonisés ; la cataclase provoquant une certaine retromorphose dynamique :

- biotite verte,
- décoloration partielle de certaines biotites,
- séricitisation poussée et albitisation des plagioclases.

Il faut noter enfin dans ce faciès comme dans les différentes formations du secteur des Adrets l'absence de sillimanite et de cordiérite ainsi que la disparition totale des phénomènes de granitisation. A noter aussi l'importance très grande de la cataclase.

#### IV. - CONCLUSIONS A L'ETUDE DU SECTEUR DES ADRETS.

L'étude de ce secteur permet de retracer brièvement l'évolution géologique des différentes formations et d'établir des comparaisons intéressantes avec les compartiments précédemment décrits, situés à l'Ouest du Reyran. En effet, des variations importantes apparaissent par rapport aux secteurs plus occidentaux, aussi bien sur le plan de la lithologie originelle que du métamorphisme et des phénomènes de granitisation qui lui sont directement liés.

La série originelle : dans l'état actuel de notre étude il est impossible de présenter une hypothèse sur l'origine des gneiss de l'Avellan. Les relations entre cette formation et les gneiss noirs du Vallon Charretier restent à élucider. Le reste de la série peut être considéré comme un ensemble volcano-détritique de type grauwacke pour les gneiss noirs, et de type grés-argileux pour les micaschistes feldspathiques du Planestel. Ces deux formations sont séparées dans ce secteur par un épisode volcanique à caractère acide (ignimbrites alcalines ?). C'est ce matériel qui est à l'origine des leptynites et des micaschistes à grenat.

Le métamorphisme : la cordiérite et plus particulièrement la sillimanite, les deux minéraux repères des formations gneissiques du Tanneron à l'Ouest du Reyran ayant ici disparu on peut penser que les conditions de

températures qui ont présidé au métamorphisme de la série originelle devaient être beaucoup moins sévères qu'à l'Ouest. En l'absence de minéraux repères il est difficile de définir d'une façon précise le niveau énergétique du métamorphisme. On peut simplement affirmer que la formation du secteur des Adrets se situe encore dans la zone de l'amphibolite faciès ; au sommet de la zone des gneiss supérieurs dans la classification de JUNG et ROQUES.

Corrélativement, les phénomènes de granitisation qui sont en très grande partie fonctions du facteur température sont ici peu marqués ou complètement absents. Seule la bande des gneiss de l'Avellan montre une remobilisation partielle du matériel gneissique se traduisant par la présence :

- de microcline à caractère tardif, poëcilitique dans les amygdales quartzo-feldspathiques,
- de rares poches pegmatitiques.

Toutes les roches du secteur des Adrets ont subi postérieurement à ce métamorphisme une forte cataclase. Cependant les gneiss de l'Avellan à l'Ouest et les micaschistes feldspathiques du Planestel à l'Est ont été plus particulièrement touchés. Cette cataclase a provoqué en plus des déformations mécaniques atteignant essentiellement les micas, de légers phénomènes de retromorphose se marquant par la coloration verte des biotites, la séricitisation et l'albitisation (plus rare) des plagioclases, décoloration probable d'une partie des biotites. Ces dernières sont cependant restées stables en grande partie et les phénomènes de chloritisation y sont extrêmement rares. Cela amène à penser que la cataclase a dû s'effectuer dans une zone de métamorphisme assez fort où la biotite était stable.

Toutes les roches de ce secteur ont enfin subi une fracturation tardive qui est plus ou moins marquée suivant les régions. Les fissures dues à cette phase tectonique recoupent généralement la schistosité cristallophyllienne et sont recicatrisées par la paragenèse quartz - albite - chlorite.

Ce secteur des Adrets de Fréjus se singularise donc par rapport aux autres secteurs plus occidentaux par les caractères suivants :

- apparition dans la série originelle d'un épisode volcanique à caractère acide séparant deux formations volcano-détritiques bien distinctes ;
- un niveau énergétique de métamorphisme moins élevé qu'à l'Ouest (température plus basse) cela favorisant la conservation de certaines structures : leptynites à structure porphyrique ; gneiss à structure hétérogène du Vallon Charretier ;
- la quasi disparition des phénomènes de granitisation ;
- une phase tectonique importante provoquant de fortes déformations remaniant l'aspect et parfois la qualité originelle des minéraux de métamorphisme.

De ce fait, la phase de muscovitisation des gneiss est difficile à mettre en évidence.

## CHAPITRE VI - LE SECTEUR DE JOYEUSE-FONTCOUNILLE

### PLAN

#### I. - LES LIMITES.

#### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

#### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

##### A) Les roches cristallophylliennes.

###### 1) La bande gneissique des Adrets de Gueis.

###### 2) Les gneiss de couverture du granite du Rouet.

##### B) Les roches cristallines intrusives.

###### 1) Le granite à cordiérite du Rouet.

###### 2) La diorite quartzique de Prignonet

###### a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

La diorite quartzique.

Les zones rubanées.

Les enclaves.

-- Les enclaves de schistes cristallins.

-- Les enclaves de roches éruptives orientées.

-- Les enclaves de roches éruptives équantes.

###### b) description microscopique sommaire.

-- La diorite quartzique.

-- Les enclaves de roches éruptives orientées.

-- Les enclaves de roches éruptives équantes.

-- Les zones mélanocrates des faciès migmatitiques.

###### c) conclusions à l'étude de la diorite quartzique.

#### IV. - ESSAI DE CORRELATION ENTRE LES DIFFERENTES FORMATIONS METAMORPHIQUES DU TANNERON OCCIDENTAL ET CENTRAL.

Planche 4

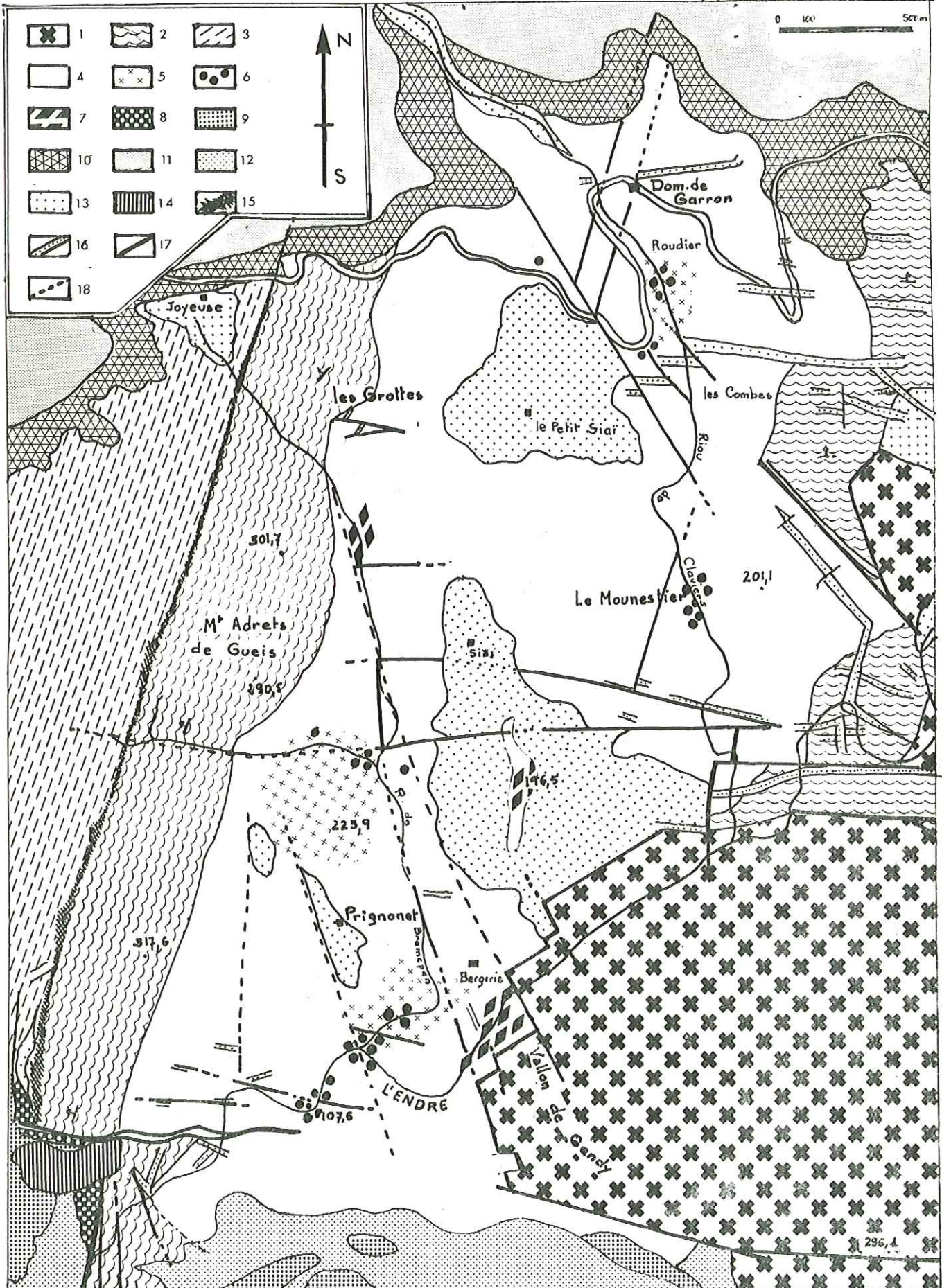


Planche n° 4 - Carte géologique de la région de Prignonet (secteur de Joyeuse - Fontcounille) -

- LEGENDE :
- 1 - Granite du Rouet
  - 2 - Gneiss des Grottes et de Tardieu
  - 3 - Gneiss de Gardanne
  - 4 - Diorite de Prignonet
  - 5 - Diorite (faciès grenu)
  - 6 - Zone à enclaves
  - 7 - Faciès migmatitique
  - 8 - Carbonifère
  - 9 - Permien
  - 10 - Grès du Trias inférieur
  - 11 - Trias moyen
  - 12 - Eboulis rhyolitiques
  - 13 - Alluvions
  - 14 - Tuf quaternaire
  - 15 - Mylonite de l'accident de Joyeuse
  - 16 - Filons indifférenciés
  - 17 - Accidents visibles sur le terrain
  - 18 - Accidents visibles en photo aérienne.



## LE SECTEUR DE JOYEUSE - FONTCOUNILLE

-----

La particularité de ce secteur est d'être en grande partie constituée par des roches cristallines intrusives ; les affleurements de roches cristallophylliennes étant réduits à trois lambeaux de faible superficie.

Les relations qui existent entre les différentes formations en présence ayant été mises en évidence par M. BOUCARUT (1963), nous nous bornerons dans ce secteur à l'étude des formations métamorphiques et à une description sommaire de la diorite quartzique de Prignonet.

Les formations métamorphiques de chaque secteur ayant été examinées en totalité, nous tenterons dans ce chapitre de les paralléliser afin de les regrouper dans un ensemble cohérent. La description de la diorite quartzique, roche jusqu'ici fort peu étudiée, a surtout pour but de situer cette formation dans son cadre métamorphique régional. Son étude pétrographique détaillée sort des limites de ce travail.

### I. - LES LIMITES.

Ce secteur, compris entre celui de Gardanne et celui de Saint-Paul - Bagnols est limité :

- à l'Ouest par l'accident de Joyeuse,
- à l'Est par le faisceau de failles de Fontcounille.

Au Nord il s'ennoie sous les assises du Trias inférieur alors qu'au Sud il est limité par les formations permienes dont les entablements rhyolitiques dominent le socle de plus de 200 m.

### II. - SITUATION GEOGRAPHIQUE DES DIFFERENTES FORMATIONS.

Les gneiss des Adrets de Gueis constituent contre les mylonites de l'accident de Joyeuse le lambeau métamorphique le plus occidental ; la schistosité cristallophyllienne y est orientée environ 45° E avec un pendage ouest fort (60-80°).

Recoupant la schistosité cristallophyllienne de ces gneiss ainsi que ceux de Tardieu un petit massif de diorite quartzique à biotite et amphibole : la diorite quartzique de Prignonet<sup>(1)</sup>. Celle-ci se dispose suivant trois affleurements d'inégale superficie<sup>(2)</sup> :

- l'affleurement de Prignonet constituant l'essentiel du massif à l'Ouest,
- la lanière de Fontcounille à l'Est
- la lanière de Morery au Nord.

-----  
(1) - La diorite quartzique de Prignonet affleure aussi beaucoup plus au Sud dans le Massif des Maures.

P. BORDET (1957) en a signalé un petit affleurement dans le vallon de l'Avellan.

Des affleurements plus importants viennent d'être découverts dans la région de Grimaud par N. SANTARELLI (communication orale) ; cette découverte est d'importance car elle montre une grande extension de la diorite quartzique (faciès de Prignonet) suivant l'axe nord-sud du plissement régional.

(2) - Sur la planche n°4 seul l'affleurement de Prignonet est visible.

Elle ceinture de toutes parts le granite à cordiérite du Rouet : petit massif intrusif, en contact par failles avec la diorite quartzique et supportant au Nord et au Sud les restes de sa couverture gneissique. Il est de plus accompagné par un cortège filonien extrêmement dense et varié ; tous les termes suivants sont représentés :

- granite à grain fin,
- aplite,
- microgranite,
- granophyre,
- pegmatite,
- lamprophyre,
- filons minéralisés (quartz-barytine-fluorine).

Les gneiss de Tardieu au Nord et ceux de la villa Bonnefoy au Sud présentent une schistosité cristallophyllienne orientée Est-Ouest ; mais alors que dans les premiers elle est pentée vers le Nord, dans les seconds elle présente la disposition inverse. Cette disposition de la schistosité cristallophyllienne dans les trois lambeaux métamorphiques du secteur de Joyeuse-Fontcounille évoque une structure en dôme dont le cœur serait occupé par le granite à cordiérite du Rouet.

### III. - ETUDE PETROGRAPHIQUE.

#### A) Les roches cristallophylliennes.

##### 1) La bande gneissique des Adrets de Gueis.

Cette bande gneissique a été étudiée en détail. Les observations de terrain comme l'étude microscopique montrent une grande similitude avec les gneiss du secteur de Saint-Paul - Bagnols.

Comme ces derniers, la formation des Adrets de Gueis est constituée par une alternance de gneiss fins et de gneiss plus grossiers à biotite et grenat ou à deux micas ; les gneiss grossiers à deux micas étant semble-t-il prépondérants. La sillimanite y est abondante ; elle forme des encroûtements visibles à l'observation macroscopique. Dans leur partie nord ces gneiss montrent des phénomènes de granitisation diffus comme cela a déjà été décrit entre autres dans les gneiss de Fontcounille : filonnets granitiques concordants ou sécants sur la foliation ; amygdales quartzo-feldspathiques grenues à structure parfois pegmatitique. Les phénomènes de granitisation augmentent d'intensité quand on se dirige vers le Sud et au niveau du lit de l'Endre les gneiss prennent un faciès nettement embréchitique.

Dans cette formation il n'a pas été observé de faciès accessoires de type amphibolite ; par contre les niveaux de leptynites à grenat sont abondants. On peut les observer sur le chemin du Siaï à une centaine de mètres de la route N 552, sur le sentier de Prignonet au Nord de la mine du même nom, dans le lit de l'Endre, près du point coté 75,3 m. En lames minces ces niveaux leptynitiques se montrent riches en microcline, quartz et sillimanite ; les plagioclases sont beaucoup moins abondants. Contrairement aux leptynites à grenat des Adrets de Fréjus celles des Adrets de Gueis fortement métamorphosées ne présentent pas de structure porphyrique conservée. Aucun élément ne nous permet de comparer ces deux formations. Il est inutile de décrire d'une façon détaillée les différents faciès rencontrés dans cette formation. L'étude microscopique montre qu'ils sont comparables à ceux du secteur de Saint-Paul plus précisément ceux du vallon du Broch, mais dans une zone de métamorphisme légèrement plus élevée ; elle nous amène à des conclusions identiques quant à leur histoire.

La phase de métamorphisme I ne paraît pas décelable ici ; (on peut simplement signaler l'allure des grenats très corrodés).

La phase II est marquée par la paragenèse ; biotite, sillimanite (abondante), muscovite (accessoire). La cordiérite n'a jamais été observée et de ce fait le type de métamorphisme ainsi que son degré énergétique ne peuvent être définis que par rapport à ce que l'on connaît dans les gneiss de Gardanne ou de Fontcounille. Comme dans les autres secteurs cette phase II est certainement due au métamorphisme chaud de type "basse pression" dans un niveau suffisamment élevé (zone à sillimanite) pour permettre les phénomènes de granitisation.

La phase hydrothermale est très bien marquée :

- par la muscovitisation des gneiss :
  - × muscovite oblique sur la foliation
  - × pseudomorphose de la sillimanite en muscovite
- par la paragenèse quartz-albite-chlorite dans les fissures de la roche souvent obliques sur la foliation.

## 2) Les gneiss de couverture du granite du Rouet.

Etudiés par M. BOUCARUT (1963) nous n'en donnerons ici que les caractéristiques principales.

Ce sont des gneiss plus ou moins migmatitiques passant à des migmatites franches contenant localement des poches de granite d'anatexie à cordiérite pouvant atteindre jusqu'à deux cents mètres de long. Ces gneiss à biotite et sillimanite abondante contiennent des passées de leptynite à grenat (lit de l'Endre) et des niveaux d'amphibolite à grenats kélyphitisés (Crestecan). Les gneiss migmatitiques de Castel Diau montrent de plus des bancs à nodules de sillimanite, parallèles à la schistosité et des septa de gneiss fin, de couleur noire, riche en biotite. Tous ces caractères sont ceux que nous avons pu observer et décrire dans les gneiss et les migmatites du secteur de Saint-Paul - Bagnols.

On peut raisonnablement penser que ces migmatites se sont formées en partie ou en totalité à partir d'un matériel identique ou fort proche de celui qui a donné les gneiss du secteur de Saint-Paul - Bagnols.

## B) Les roches cristallines intrusives.

### 1) Le granite à cordiérite du Rouet.

Le granite à cordiérite du Rouet constitue un petit massif bien circonscrit, intrusif dans la diorite quartzique de Prignonet. Lorsque les contacts entre les deux roches sont visibles ils sont toujours de nature tectonique.

Le granite du Rouet est accompagné par un réseau filonien extrêmement dense et varié ce qui laisse supposer que l'on se trouve au sommet d'une calotte granitique.

Ce petit massif a été cartographié en détail par M. BOUCARUT (1963). Trois faciès principaux ont été distingués :

- un faciès porphyroïde à cordiérite automorphe,
- un faciès à grain fin toujours à cordiérite,
- un faciès intermédiaire.

A la suite de P. BORDET on peut considérer que ce petit pointement granitique constitue le prolongement vers le Nord du granite du Plan de la Tour.

La présence dans les gneiss de Gardanne comme dans les migmatites de Castel Diau d'amas ou de filons de granite à cordiérite provenant de la remobilisation sur place du matériel gneissique peut laisser supposer que le granite du Rouet n'est qu'une manifestation tardive des phénomènes de granitisation. En effet s'il ne montre jamais de faciès orientés identiques à ceux de la diorite quartzique, il se dispose cependant le long de l'axe tectonique régional, au cœur de l'anticlinal du Rouet. Sa mise en place peut être considérée comme tardi-tectonique.

### 2) La diorite quartzique de Prignonet.

Cette formation mentionnée très tôt dans la littérature géologique a été interprétée de différentes façons suivant les auteurs qui l'ont étudiée :

- en 1856 VILLENEUVE de FLAYOSC lui donnait le nom de granite ;
- en 1889 F. WALLERANT dans sa thèse sur "l'étude géologique de la région des Maures et de l'Esterel" la décrit comme un gneiss ;
- plus près de nous P. BORDET (1961) considère cette formation comme une roche éruptive anté-hercynienne transformée en ortho-gneiss par le métamorphisme ;
- enfin en 1963 M. BOUCARUT étudiant la lanière de Fontcounille y décrit un faciès de diorite quartzique passant à la granodiorite du Devanzon ; il signale dans celle-ci un amas de composition gabbroïque ; ayant observé dans les gneiss de Rioutard de petits filons de diorite quartzique il considère cette roche comme intrusive dans une série déjà métamorphisée et il avance l'hypothèse que cette roche pourrait provenir de la granitisation d'un ancien

matériel plus basique.

Les nouvelles observations effectuées dans le secteur de Prignonet confirment cette dernière hypothèse.

a) aspect sur le terrain ; définition macroscopique.

.. La diorite quartzique.

Quand elle n'est pas altérée la diorite quartzique de Prignonet est une très belle roche, massive, dure, de couleur plutôt claire. Malheureusement elle s'altère avec une très grande facilité, ce qui rend son étude difficile ; elle donne d'épaisses couches d'arène avec par endroits quelques boules fraîches conservées. Cette grande altérabilité facilite l'action des agents atmosphériques ce qui se traduit sur le terrain par une morphologie en cuvette. Elle est heureusement entaillée par un réseau hydrographique en voie de surcreusement ce qui permet d'observer quelques belles coupes.

Dans le secteur de Prignonet que nous avons plus particulièrement étudié la diorite quartzique recoupe la schistosité des gneiss des Adrets de Gueis. Il faut préciser cependant que les contacts entre ces deux formations sont rarement visibles ; ils sont souvent masqués par des accidents tectoniques secondaires. Aucun filon de diorite quartzique n'a encore été trouvé dans les gneiss encaissants ; toutefois à l'Est, dans ceux de Rioutard on peut observer un gros filon de 1,50 m de large, visible sur une dizaine de mètres de long et montrant un faciès proche de celui de la granodiorite du Devanzon.

A l'affleurement la diorite se caractérise par une très grande hétérogénéité de faciès. Si l'on peut distinguer deux faciès extrêmes :

- un faciès grossier leucocrate (grain de 4 à 5 mm),
- un faciès fin, sombre (grain de l'ordre du mm),

tous les faciès intermédiaires sont cependant possibles. A ces variations du grain et de la couleur de la roche se superposent des variations de structure ; on peut effectivement passer d'une structure très orientée gneissique, à celle d'une roche pratiquement équante avec là aussi toute une série d'intermédiaires possibles. Les faciès très orientés se situent de préférence dans les zones de bordure.

Malgré cette grande hétérogénéité de faciès la composition minéralogique qualitative de la roche reste homogène : biotite et amphibole sont toujours visibles macroscopiquement.

La diorite quartzique montre de plus :

- des zones à faciès rubanés,
- une grande abondance d'enclaves toujours plus basiques que l'encaissant.

.. Les zones rubanées.

Elles sont peu étendues (100 m de long maximum). Elles sont visibles dans le lit de l'Endre au confluent du vallon de Gandy, au Sud du Siaï sur le chemin de la bergerie, dans le lit du ruisseau de Joyeuse. Dans ces zones la roche est hétérogène ; on observe une trame mésocrate, à grain généralement fin, de composition dioritique à biotite et amphibole, pouvant présenter par endroits une schistosité cristallophyllienne fruste. Cette trame est parcourue par de nombreux filonnets leucocrates, grenus, de composition quartzo-plagioclasique. Ces filonnets se disposent en bandes parallèles pouvant, par endroits, s'anastomoser et prendre l'aspect d'un chevelu. Ils dessinent souvent des figures qui peuvent être interprétées comme des charnières de plis. On rencontre dans ces zones migmatitiques des septa de roche trame de forme grossièrement ellipsoïdale épargnés par les filonnets leucocrates et disposés parallèlement aux rubans. Le passage des zones migmatitiques à la diorite quartzique moyenne se fait d'une façon graduelle par la diminution des minéraux ferro-magnésiens.

On retrouve dans tout le massif de Prignonet des vestiges de ces formations migmatitiques sous la forme de schlierens ou de fines traînées leucocrates très quartzieuses.

Cela semble prouver que la diorite quartzique en totalité est passée par un stade gneissique.

.. Les enclaves.

Bien que surtout visibles dans le lit de l'Endre et de ses affluents, elles sont partout présentes. On peut les classer en deux catégories :

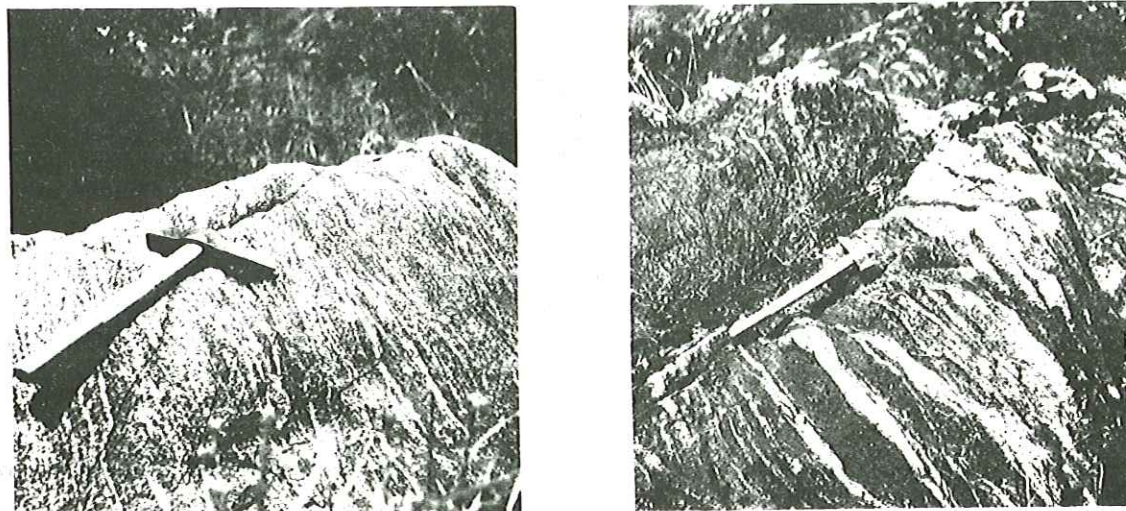


fig. 20 - (A et B) - Deux aspects du faciès rubané au confluent de l'Endre et du Vallon de Gandy.

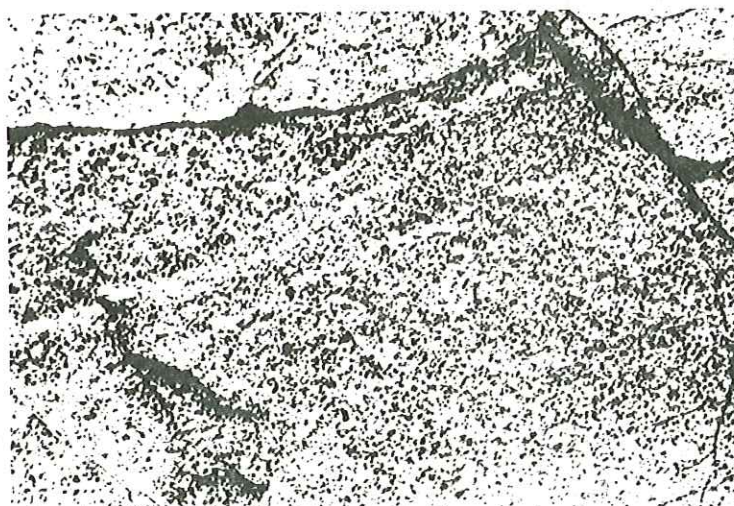


fig. 21 - Vestiges de lits leucocrates dans la diorite quartzique (faciès grenu)

- des enclaves de schistes cristallins,
- des enclaves de roches éruptives à structure orientée ou équante.

Ces types d'enclaves ne semblent pas caractériser une zone particulière : sur le terrain les enclaves de chaque catégorie voisinent.

--- Les enclaves de schistes cristallins : elles sont très rares ; il s'agit de gneiss à biotite seule (faciès nébulite) ou des enclaves d'amphibolite litée ou non ; leurs bordures avec la diorite est généralement nette.

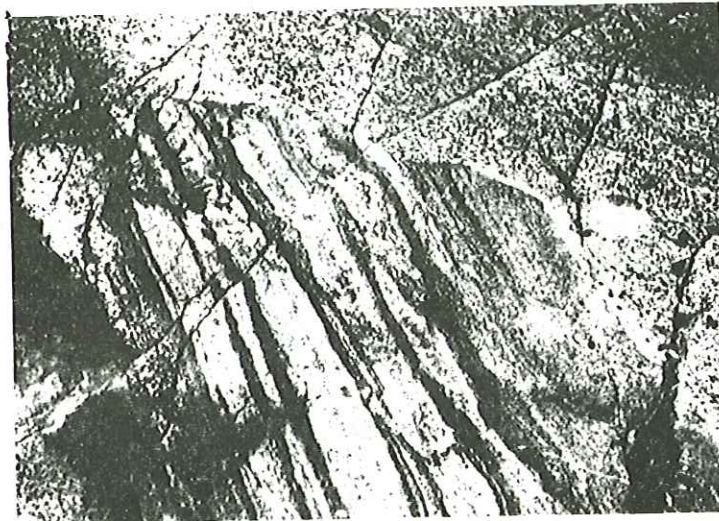


fig. 22 - Enclave anguleuse d'amphibolite litée dans la diorite quartzique.

-- Les enclaves de roches éruptives orientées : elles sont plus répandues et très bien visibles dans le lit de l'Endre ; de couleur très sombre, finement grenues, elles présentent des formes en fuseau, de dimensions décimétriques. Leur limite avec l'encaissant est nette, leur composition minéralogique est celle d'une diorite peu ou pas quartzique. Certaines de ces enclaves sont traversées par des filonnets leucocrates quartzo-plagioclasiques.

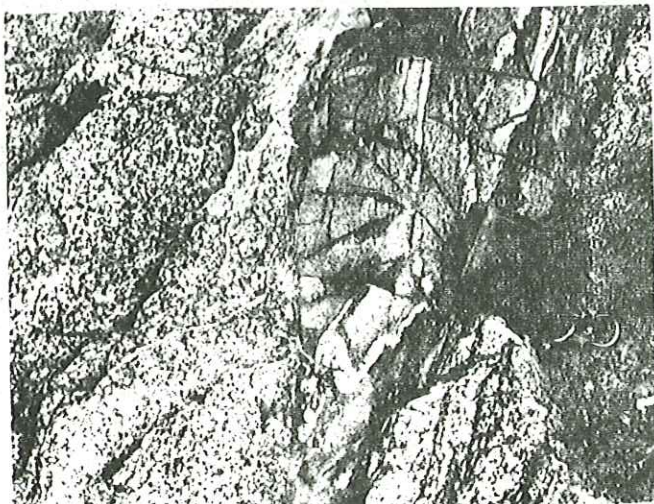


fig. 23 - Enclave de roche éruptive orientée - Remarquer les filonnets leucocrates marquant le début des phénomènes de granitisation.

-- Les enclaves de roches éruptives équantes : elles sont particulièrement abondantes dans toute la diorite quartzique. Elles n'ont pas de forme définie, grossièrement sphérique ou ellipsoïdale. Leur grand axe ne dépasse jamais 20 à 30 cm de long. Si elles présentent parfois un bord franc ceci n'est pas une règle générale. Très mélanocrates et de composition dioritique au centre elles peuvent être plus feldspathiques et plus quartziques et par là même plus leucocrates au fur et à mesure que l'on se rapproche de la périphérie. La limite avec l'encaissant dans ce cas n'est jamais très nette. Dans certaines enclaves on peut observer un passage parfaitement graduel ; parfois même on remarque une certaine zonation. Elles présentent toujours une structure grenue dont le grain peut atteindre 4 à 5 mm.

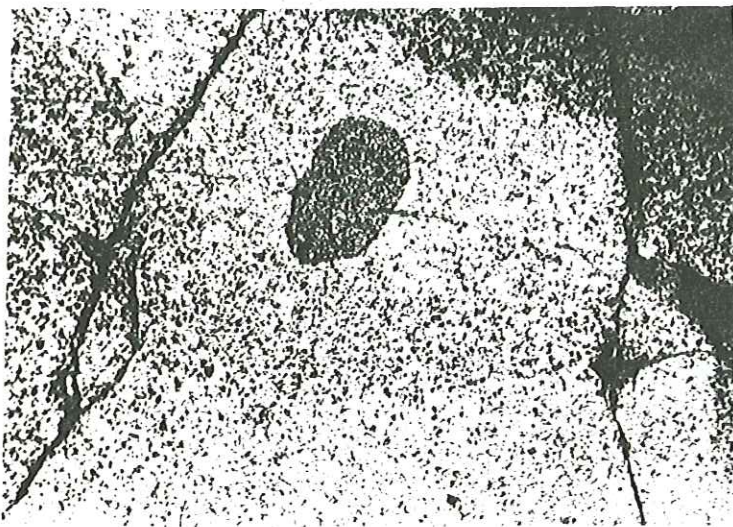
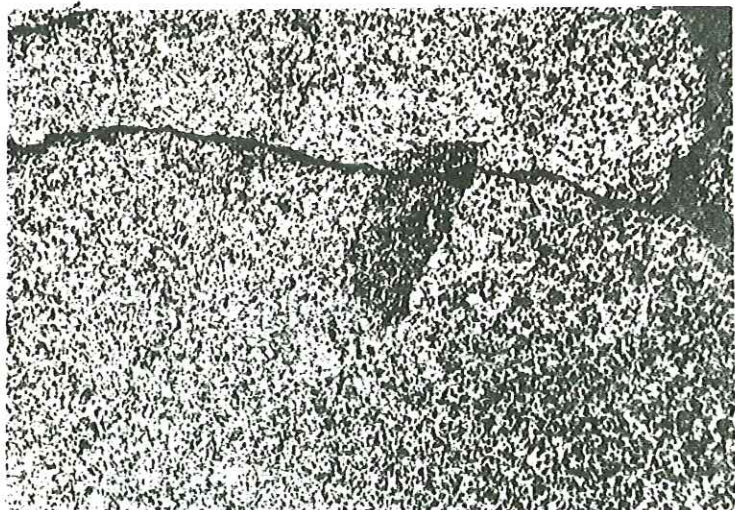


fig. 24 - Enclaves de roche éruptive grenue -

A) - Enclave à bords francs mais présence d'un zonage autour de l'enclave.

fig. 24 - B) - Enclave à bords flous -



Il faut enfin noter au contact de la zone migmatitique de Gandy un amas décamétrique ayant un faciès proche de celui des enclaves grenues. Sa composition minéralogique est celle d'une diorite à amphibole et biotite légèrement quartzique. On peut noter à la seule observation macroscopique des variations minéralogiques importantes dans cet amas. L'amphibole peut disparaître totalement et être remplacée par de la biotite, cette dernière constituant alors l'essentiel de la roche. Cet amas présente avec la diorite quartzique encaissante une limite en dents de scie ; le passage entre les deux faciès se faisant sur un à 2 cm.



fig. 25 - Contacts en "dents de scie" entre l'amas grenue du Vallon de Gandy et la diorite quartzique encaissante.

La diorite quartzique de Prignonet a en outre été fortement marquée par la cataclase. Ceci est tout à fait compréhensible en raison de sa disposition entre les accidents de Joyeuse et de Fontcounille et de la proximité de l'intrusion du granite du Rouet. Sur le terrain les zones faillées se signalent par d'importants niveaux de brèche ainsi qu'un réseau important de diaclases. Les plans de fissuration montrent d'une façon générale une coloration rouge brique. Celle-ci cantonnée sur quelques mm ou quelques cm d'épaisseur de part et d'autre des fissures, peut dans certains cas (zones bréchiques) envahir la roche sur un à deux mètres de large. Les fissures elles-mêmes montrent un remplissage verdâtre essentiellement chloriteux.

#### b) description microscopique.

##### ... La diorite quartzique.

La diorite quartzique de Prignonet bien que très hétérogène du point de vue de sa texture montre une composition minéralogique qualitative constante. Elle peut être ainsi exprimée :

- |  |            |
|--|------------|
| - quartz                               | - biotite  |
| - plagioclase zoné (65-40 % An)        | - chlorite |
| - plagioclase non zoné<br>(45-50 % An) | - albite   |
| - microcline                           | -épidote   |
| - amphibole                            | - apatite  |
| - zircon                               |            |

Les indices de JUNG et BROUSSE (20-30-5) indiquent qu'il s'agit d'une roche fortement quartzique, leucocrate, holoplagioclasique.

La structure montre une orientation plus ou moins nette mais cependant toujours présente. Cette orientation est surtout bien perceptible à faible grossissement. Les minéraux colorés biotite et amphibole ainsi que les plagioclases participent à l'orientation de la roche. Dans les lames minces provenant des zones de bordure la structure planaire particulièrement bien marquée peut être qualifiée de granolépidoblastique.

Les plagioclases sont abondants ; ils constituent l'élément le plus important de la roche (45 à 50 % du volume total de la roche). Certains de ces plagioclases sont fortement zonés ; par ce caractère ils rappellent ceux de l'Estereillite. Ils sont peu abondants bien que constants dans toute la roche ; leur basicité varie de 65 à 40 % d'An du cœur vers la périphérie du minéral. Ils sont toujours xénomorphes et fortement corrodés par une deuxième génération de



plagioclases de basicité plus faible (45 %). Ces derniers sont automorphes à sub-automorphes ; ils peuvent présenter une très légère zonation. Quand la structure orientée est perceptible les lattes de plagioclases se disposent de telle façon que leur grand axe est parallèle à l'orientation générale de la roche. Ils sont fréquemment brisés ou tordus, recicatrés par du quartz, parfois de la biotite.

L'amphibole est toujours présente ; elle constitue 3 à 10 % du volume total. A tendance automorphe, fréquemment maclée, elle est souvent corrodée par les plagioclases et surtout le quartz. De couleur vert bouteille à brun jaune clair elle présente un fort pléochroïsme et est souvent zonée : brune au cœur du minéral, verte à la périphérie. Il n'est pas rare de remarquer dans les plages d'amphibole, des lamelles de biotite prenant naissance dans les clivages. Il semble que l'on ait ici un début de substitution de l'amphibole par la biotite. Ce dernier minéral est beaucoup plus abondant que l'amphibole (20 % du volume total de la roche). De couleur vert brunâtre, fraîche ou légè-



fig. 26 - Paillettes de biotites fraîches prenant naissance dans les clivages de l'amphibole - L.N. (x 40).

rement chloritisée sur ses bords elle montre fréquemment une extinction onduleuse et des clivages flexueux. Elle peut constituer des cloisons autour des lattes de plagioclase.

Le quartz est aussi abondant que la biotite (20 à 25 % du volume total). Il se dispose en grandes plages polycristallines à contours dentelés, à extinction onduleuse, plus rarement en plages polygonales à extinction franche. Ces amas quartzeux se répartissent dans la roche de façon assez inégale. Le quartz enfin corrode tous les autres minéraux plus particulièrement le plagioclase et l'amphibole. On rencontre associés à ces plages de quartz ou moulant tous les autres minéraux, en particulier des plagioclases automorphes, quelques cristaux de microcline, non maclés, à caractère envahissant. Ils donnent au contact des plagioclases de rares myrmékites.

La diorite quartzique montre d'une façon constante des traces de cataclase affectant surtout les plagioclases zonés ou non, la biotite, l'amphibole et une partie du quartz. Cependant dans certaines zones particulièrement diaclasées la roche montre de plus des transformations minéralogiques importantes : les plagioclases sont très séricitisés et se chargent d'une pigmentation d'oxyde de fer ce qui donne à la roche son aspect rougeâtre. La biotite est entièrement transformée en pennine et produits ferro-titanés. L'amphibole se pseudomorphose en chlorite, calcite et épidoite. Malgré ces transformations les formes des sections losangiques ainsi que la trace des clivages à 60° sont presque toujours conservées. Enfin il apparaît dans ces zones diaclasées des amas de chlorite de néoformation, généralement de la pennine sous forme de rosettes ainsi qu'une assez grande quantité d'albite qui se place dans les fissures de la roche

ou qui tend à se substituer aux plagioclases. Le microcline paraît être plus abondant que dans les faciès normaux. Toutes ces transformations prouvent que la diorite quartzique de Prignonet a subi les effets tardifs d'un important remaniement probablement de type hydrothermal.

.. Les enclaves de roches éruptives orientées.

Leur composition minéralogique est la suivante :

- |                            |           |
|----------------------------|-----------|
| - biotite                  | - quartz  |
| - amphibole                | - apatite |
| - plagioclase (An 35-40 %) |           |

Ces enclaves ont donc la composition d'une diorite parfois très légèrement quartzique. Elles présentent une structure grenue, à grain très fin ; les lamelles de biotite donnent cependant une orientation nette à la roche.

Le plagioclase est une andésine de 35 à 40 % d'An, très bien maclée, montrant parfois un léger zonage. Il est intimement associé à des plages d'amphibole qu'il corrode. Cette dernière est une hornblende verte, pœcilitique.

La biotite est très abondante, en petites lamelles fraîches peu ou pas corrodées, bien orientées. Prenant souvent naissance au contact des amphiboles elle semble avoir cristallisé postérieurement à cette dernière.

Du quartz est présent en petite quantité ; son extinction est généralement franche ; il semble s'être introduit tardivement dans la roche.

Il faut enfin souligner que ces enclaves montrent une très grande richesse en apatite aciculaire.

L'origine de ces enclaves doit être certainement recherchée dans une ancienne roche éruptive, probablement de la famille des diorites. Leur grain très fin, l'habitus de leurs plagioclases zonés et richement maclés, l'abondance d'apatite aciculaire le laissent supposer. Cette ancienne roche éruptive a certainement subi l'action d'une phase de métamorphisme provoquant des recristallisations et lui donnant une structure orientée avant d'être démantelée par les phénomènes de granitisation. Ces enclaves aussi bien par leur faciès que par leur composition minéralogique sont à rapprocher des niveaux basiques intercalés dans les gneiss de Gardanne.

.. Les enclaves de roches éruptives équantes.

Ces enclaves présentent une structure grenue (grain de 4 à 5 mm) ; elles ne montrent jamais de structure orientée.

Leur composition minéralogique est celle d'une diorite parfois légèrement quartzique. Dans ces enclaves la proportion de ferro-magnésiens paraît être assez variable. Dans la grande enclave du vallon de Gandy les variations minéralogiques sont si importantes qu'elles sont visibles macroscopiquement. On passe en effet sur quelques mètres d'une diorite à biotite et amphibole à une diorite à biotite seule dans laquelle ce dernier minéral constitue plus de la moitié du volume de la roche. Cet amas de Gandy par sa couleur mélanocrate, sa structure grenue, l'abondance des ferro-magnésiens et les variations minéralogiques observables sur de faibles distances dans une même enclave présente un faciès lamprophyrique qui n'est pas sans rappeler les enclaves type "vaugnérine" du granite de Montagny (PETERLONGO, 1958) ou du granite migmatitique du Velay, DIDIER (1964). Ici cependant il n'a jamais été trouvé de pyroxène.

Les plagioclases zonés ou non présentent une basicité qui oscille de 45 à 52 % d'An.

Les ferro-magnésiens biotite et amphibole présentent les mêmes caractères que ceux de la diorite quartzique encaissante.

.. Les zones mélanocrates des faciès migmatitiques.

Il s'agit ici aussi d'une roche grenue à composition dioritique (biotite et amphibole) parfois légèrement quartzique, fort proche de celle des enclaves grenues précédemment décrites. Dans certaines lames la structure est très nettement orientée, l'orientation n'étant pas due uniquement à la disposition des biotites mais bien à celle de tous les minéraux. Elle pourrait provenir de contraintes contemporaines de l'anatexie. Dans la roche elle détermine une foliation fruste qui se dispose parallèlement aux filonnets leucocrates. Ces derniers ont une composition essentiellement quartzo-plagioclasiatique ; on observe une diminution très graduelle des ferro-magnésiens quand on se déplace des zones mélanocrates vers les filonnets leucocrates. Au cœur de ces derniers ils peuvent être absents. Quand ils s'y trouvent ils sont toujours extrêmement corrodés.

c) conclusions à l'étude de la diorite quartzique.

La description sommaire de cette formation ne permet pas de retracer avec précision son histoire géologique certainement fort complexe. Elle pose beaucoup plus de problèmes qu'elle n'en résoud. Un fait cependant paraît certain : la diorite quartzique de Prignonet provient de la granitisation d'un matériel antérieur beaucoup plus basique :

- quel était ce matériel originel ?
- par quel processus s'est effectuée la granitisation ?
- quand et comment s'est mise en place la diorite quartzique ?

voilà quels sont les problèmes majeurs posés.

Les nouvelles observations que nous venons d'exposer nous amènent à faire quelques remarques permettant de proposer certaines hypothèses quant à son origine et le mode de mise en place de la diorite quartzique de Prignonet.

En ce qui concerne le matériel originel les faits suivants peuvent être retenus :

- malgré sa texture très hétérogène l'étude de la diorite quartzique et de ses enclaves montre une composition minéralogique globale assez homogène ce qui permet de penser que le matériel originel ne devait pas être très diversifié ;

- l'absence totale d'anciens péridots ou de pyroxènes ainsi que la présence de plagioclases résiduels à cœur basique, rappelant par leur zonage ceux des roches dacitiques, laissent supposer que le matériel originel n'était peut-être pas très basique ;

- les enclaves de schistes cristallins comme les enclaves de roches éruptives orientées montrent des faciès qui rappellent en tous points la formation des gneiss noirs de Gardanne. Seules les enclaves de roches éruptives grenues n'ont pas d'équivalent dans la série cristallogénique.

Quel a pu être le processus de granitisation ? Comment et quand s'est mise en place la diorite quartzique de Prignonet ?

- la présence dans cette formation de faciès migmatitiques conservés nous oblige à penser que les phénomènes d'anatexie ont dû jouer un rôle essentiel dans le processus de la granitisation. L'anatexie a-t-elle été accompagnée de phénomènes métasomatiques ? Cela paraît probable mais il nous est impossible de le préciser ici.

Si l'on se place dans l'hypothèse d'une granitisation par anatexie on est obligé d'admettre que la température a dû atteindre un degré extrêmement élevé pour permettre la fusion du matériel basique originel. Cette température n'a pu être atteinte au niveau où se trouve actuellement la diorite quartzique ; la paragenèse biotite - sillimanite - muscovite des gneiss encaissants le prouve. Il faut donc admettre que le matériel basique ayant atteint le stade de fusion dans un niveau inférieur a été remobilisé et injecté dans les formations gneissiques du secteur de Joyeuse - Fontcounille lors des contraintes orogéniques. La diorite quartzique pourrait donc être qualifiée de syncinématique ; sa structure orientée, sa texture hétérogène, la présence de schlierens, son alignement le long de l'axe tectonique régional nord-sud sont autant de critères qui viennent à l'appui de cette hypothèse.

Postérieurement à sa mise en place syntectonique, la diorite quartzique a subi l'intrusion du granite du Rouet. Cette intrusion l'a fortement déformée ; l'influence de la cataclase se fait sentir à tous les niveaux. La mise en place du granite a été suivie d'une phase hydrothermale puissante qui a fortement marqué la diorite quartzique en provoquant des transformations minéralogiques importantes, en particulier dans les secteurs très tectonisés.

En définitive les nouvelles observations effectuées sur cette formation nous permettent d'envisager le schéma suivant :

la diorite quartzique de Prignonet pourrait provenir d'un matériel basique proche de la formation des gneiss noirs de Gardanne dans laquelle les roches éruptives basiques auraient une importance prépondérante. Ce matériel aurait subi en profondeur une fusion anatexique, corollaire évident du métamorphisme "chaud". Le produit de cette fusion migrant au moment du paroxysme des déformations se serait introduit dans le haut de la série métamorphique déjà gneissifiée.

La mise en place de la diorite quartzique a été suivie, lors d'une phase tectonique postérieure, par l'intrusion du granite à cordiérite du Rouet, provoquant dans la diorite quartzique d'importants phénomènes de cataclase et des remaniements de nature hydrothermale.

Ce schéma ne peut être considéré que comme une hypothèse de travail, mais il a cependant le mérite de

tenir compte des différentes observations effectuées sur la diorite quartzique et d'être en parfaite harmonie avec les différents phénomènes qui ont été mis en évidence dans la série cristallophyllienne des parties occidentale et centrale du Tanneron.

#### IV. - ESSAI DE CORRELATION ENTRE LES DIFFÉRENTES FORMATIONS MÉTAMORPHIQUES DU TANNERON OCCIDENTAL ET CENTRAL.

Les cinq compartiments constituant les parties occidentale et centrale du Tanneron ont été successivement examinées ; les différentes formations cristallophylliennes rencontrées ont été étudiées en détail.

Deux zones très différentes apparaissent de part et d'autre de l'accident de Gardanne - Combe de Selves :

1) Une zone occidentale qui bien qu'affleurant peu n'en est pas moins importante ; elle est constituée de micaschistes dont l'étude pétrographique a montré qu'ils représentent sans aucun doute, le prolongement vers le Nord des micaschistes du Cap Nègre (Maures). Comme pour ces derniers, à la suite de S. GUIRARD, on peut penser qu'ils ont pour origine d'anciennes pélites alumineuses.

2) Une zone orientale constituant à l'affleurement la quasi totalité de la région étudiée. Elle se différencie du secteur occidental par une sédimentation plus détritique ; les différentes analyses chimiques que l'on possède montrent une teneur en Al bien inférieure à celle des différents micaschistes des Maures dont le caractère alumineux est à souligner.

Si l'on fait abstraction des transformations dues aux recristallisations métamorphiques qui sont variables suivant les secteurs, il est possible de regrouper ces formations en un ensemble cohérent et d'établir ainsi une série lithologique valable pour la région considérée.

Dans cette partie orientale du massif deux ensembles bien distincts peuvent être définis :

- l'ensemble des gneiss de la Buème ou gneiss inférieurs,
- l'ensemble des gneiss du Reyran amont ou gneiss supérieurs.

L'ensemble des gneiss de la Buème est limité à l'affleurement ; ces gneiss ne sont visibles que dans la partie méridionale du secteur du Reyran où ils forment le soubassement de l'ensemble du Reyran amont. Par leur aspect massif et feldspathique, leur grain fin et régulier, l'absence totale de faciès accessoire du type amphibolite, cipolin, leptynite, ils se différencient très bien des gneiss supérieurs.

Leur origine doit être recherchée dans une série sédimentaire grésoschisteuse très monotone. Il est à remarquer que la composition chimique de ces gneiss est très proche de celle des gneiss de Bormes dans le Massif des Maures (p. 63).

L'ensemble des gneiss du Reyran amont constitue la majeure partie de la série cristallophyllienne, il groupe :

- les gneiss noirs de Gardanne,
- les gneiss des Adrets de Gueis,
- les gneiss de Fontcounille-Suanes,
- les gneiss du vallon du Broch,
- les gneiss septentrionaux du secteur du Reyran,
- les gneiss des Adrets de Fréjus.

Ces différentes formations bien que montrant des faciès hétérogènes, présentent en commun certains caractères qui permettent de les rapprocher :

- elles sont constituées par une alternance de gneiss fins à biotite et grenat et de gneiss plus grossiers à deux micas ;
- elles montrent fréquemment des faciès accessoires du type cipolin, leptynite, amphibolite ; ces dernières pouvant avoir une origine volcanique probable (amphibolites à grenat du Reyran) ;
- enfin dans le secteur des Adrets apparaît l'important niveau des leptynites à grenat dont l'origine est aussi volcanique.

Cet ensemble des gneiss du Reyran amont représente une ancienne série volcano-sédimentaire à caractère rythmique. Suivant que les gneiss fins à biotite et grenat, fréquemment associés aux amphibolites sont plus ou moins abondants, la série prend alors un caractère grauwacke plus ou moins marqué.

Dans le secteur des Adrets il est possible d'établir une subdivision nette de cet ensemble, ceci pour deux raisons majeures :

- des différents secteurs étudiés c'est celui où le métamorphisme est le moins élevé ; les phénomènes de granitisation y sont peu marqués ;
- le niveau leptynitique à grenat, jouant le rôle de niveau repère, sépare une formation inférieure à prédominance de gneiss noirs fins (les gneiss noirs du vallon Charretier) d'une formation supérieure où prédominent les faciès micaschisteux riches en muscovite (les micaschistes feldspathiques du Planestel).

Cette subdivision est impossible dans les gneiss à l'Ouest du Reyran où :

- le niveau leptynitique à grenat est absent,
- les conditions de métamorphisme y sont beaucoup plus élevées qu'à l'Est ; les phénomènes de granitisation très intenses ont tendance à uniformiser les faciès.

Si l'on peut noter par endroit la prédominance des gneiss noirs à grain fin sur les gneiss plus grossiers riches en muscovite, cela n'est pas suffisant pour cartographier avec la précision nécessaire deux formations distinctes. La présence de muscovite n'est pas un caractère déterminant :

- ce minéral est présent en plus ou moins grande quantité dans la plupart des faciès ;
- l'étude pétrographique montre qu'il peut avoir des origines diverses :
  - \* primaire et associé à la biotite,
  - \* secondaire, oblique sur la foliation,
  - \* secondaire, provenant de la pseudomorphose de la sillimanite et de la cordiérite,
  - \* secondaire et associé au microcline dans les amygdales quartzo-feldspathiques,
  - \* secondaire, provenant de la décoloration de la biotite.

Les formations migmatitiques : elles ne sont présentes que dans le secteur de Joyeuse-Fontcounille et le secteur de Saint-Paul - Bagnols où elles se sont formées, du moins en partie, à partir du même matériel que celui qui est à l'origine des gneiss du Reyran amont. Dans ces deux secteurs, elles constituent dans leur position actuelle la base de la série. Cela n'est cependant pas un cas général.

Dans le secteur du Reyran où le métamorphisme est beaucoup moins élevé, les formations migmatitiques n'apparaissent pas et c'est l'ensemble des gneiss de la Buème qui constitue la base de la série.

Ces formations migmatitiques ne jouent donc aucun rôle lithologique ; elles représentent sous une forme granitisée, une partie de l'ensemble des gneiss du Reyran amont et peut-être aussi une partie de ceux de la Buème.

## CHAPITRE VII - LA TECTONIQUE

-----

### PLAN

#### I. - LA TECTONIQUE SOUPLE

##### 1) Les éléments structuraux

a) la foliation

b) les plis

c) les linéations

##### 2) Les grandes structures

##### 3) Conclusions

#### II. - LA TECTONIQUE CASSANTE.

1) Les accidents nord-sud.

2) Les accidents est-ouest.

## LA TECTONIQUE

-----

Il n'a pas été possible dans le cadre de ce travail d'effectuer une analyse structurale très fine. Dans ce chapitre notre but est d'exposer une esquisse de l'histoire tectonique du massif grâce aux observations nouvelles effectuées sur le terrain (observations ne reposant pas sur des mesures statistiques) ; de ce fait certaines de nos conclusions restent encore du domaine des hypothèses de travail.

### I. - LA TECTONIQUE SOUPLE.

L'étude des éléments structuraux : foliation, microplis, linéations ainsi que celle des grandes structures permet de mettre en évidence deux phases tectoniques de style très différent mais d'orientation sensiblement identique.

#### 1) Les éléments structuraux :

a) la foliation, c'est-à-dire la surface de débit qui suit les plans où les minéraux du métamorphisme régional ont cristallisé (schistosité cristallophyllienne), paraît ici impossible à relier d'une façon nette aux anciens plans de stratification et aux surfaces d'isométamorphisme. On peut simplement remarquer qu'elle est nettement oblique par rapport aux limites des formations migmatitiques.

Par contre les relations entre la foliation et les différents types de plis rencontrés permettent de mettre en évidence deux grandes catégories de plis.

b) les plis. On peut en effet distinguer :

- des plis à axe nord-sud, synschisteux, isoclinaux, admettant la foliation comme plan axial ;
- des plis à axe nord-sud mais dissymétriques, repliant la schistosité cristallophyllienne première et provoquant parfois une schistosité fruste S2 ou schistosité de fracture.

\* Les plis isoclinaux synschisteux sont des plis à flancs parallèles disposés dans le plan de la foliation. Leur orientation varie de N 0° à N 45°. Suivant qu'on les observe dans un matériel schisteux ou plus compétent ils montrent des charnières aplaties ou de forme ronde ; ils reprennent parfois des lentilles d'exsudation quartzeuse. Dans les niveaux granitisés ces plis montrent les figures classiques du nourrissage des charnières par un remobilisa de composition granitique ainsi que l'étirement de leurs flancs suivant l'axe (a).

A l'échelle microscopique ces plis isoclinaux montrent des phyllites bien orientées dans le plan de la foliation au niveau de leurs flancs. Dans les têtes de plis par contre on peut distinguer deux orientations très nettes des micas :

- les uns suivent parfaitement le mouvement de la charnière sans subir de phénomène de cataclase ; leur cristallisation semble avoir été guidé par le litage de la roche (J. GROLIER et P. VIALON, 1964).
- les autres définissent la foliation et sont parallèles au plan axial des plis.

Il ne fait aucun doute que la phase de cristallogenèse qui a donné naissance à ces phyllites est contemporaine de la formation des plis isoclinaux et est due au métamorphisme "chaud", métamorphisme qui a provoqué les phénomènes de granitisation. Ces plis isoclinaux sont donc synmétamorphes.

\* Les plis dissymétriques sont des plis ouverts, orientés à peu près nord-sud et à plan axial généralement subvertical ; ils affectent les plis isoclinaux, gondolent, froissent la foliation et provoquent une schistosité de fracture assez fruste. Ceci est particulièrement net dans les gneiss de l'Avellan où les "pseudo-yeux" représentant les charnières de plis isoclinaux très étirés suivant l'axe (a) ont été déformés et repliés. Les lames minces taillées dans les charnières de ces plis dissymétriques montrent des phénomènes importants de cataclase ; les micas sont tordus, la biotite est souvent morcelée mais elle a pu parfois recristalliser ce qui laisse supposer que les actions métamorphiques étaient encore assez intenses au moment de ces déformations.

Ces plis sont certainement postérieurs aux plis isoclinaux synschisteux ; ils peuvent être considérés comme postérieurs au métamorphisme essentiel.

La présence dans les schistes cristallins du Tanneron occidental et central de ces deux types de plis indique l'existence de deux phases de plissement souple d'orientation voisine mais de style différent.

- une première phase synmétamorphique donnant des plis isoclinaux couchés.
- une deuxième phase post-métamorphique affectant les structures de la première phase et donnant des plis dissymétriques à plan axial subvertical.

c) les linéations assez peu marquées dans les gneiss grossiers et très granitisés, sont par contre extrêmement nettes dans les "gneiss en aiguilles" et les leptynites à grenat des Adrets. Leur orientation présente une assez grande dispersion ; elle se situe dans un secteur délimité par les directions nord-sud et nord est sud-ouest. Ceci est peut-être dû à la superposition des deux phases tectoniques d'orientation voisine, la deuxième phase dispersant l'orientation des linéations premières.

## 2) Les grandes structures.

Elles sont assez peu visibles dans les parties occidentale et centrale du Tanneron. On peut cependant en distinguer deux assez bien dessinées par la foliation : il s'agit de l'anticlinal du Rouet dans le secteur de Joyeuse - Fontcounille et l'anticlinal du vallon Charretier dans le secteur des Adrets de Fréjus.

L'anticlinal du Rouet présente une forme de dôme ; il s'agit d'un grand anticlinal à grand rayon de courbure dont le cœur est occupé par le granite à codiérite.

La structure du secteur des Adrets est plus complexe ; on observe dans la coupe du vallon Charretier un anticlinal à plan axial vertical et à axe nord-sud plongeant vers le Sud d'un angle d'environ 50° à 60°. Il est constitué par un cœur de gneiss noirs surmontés à l'Est par les leptynites à grenat. Cet anticlinal est relayé au-delà de l'effondrement permien des Adrets par le synclinal du Planestel. Ce dernier largement ouvert présente un cœur de micaschistes feldspathiques à foliation horizontale.

Ces deux grandes structures à grand rayon de courbure sont certainement à rattacher à la phase tectonique N° II post-métamorphique.

Dans le secteur du Reyran et celui de Saint-Paul - Bagnols les grandes structures plissées ne sont pas évidentes ; cependant la cartographie des différentes formations ainsi que la disposition de la foliation suggèrent la présence de deux grandes structures de type isoclinal très différentes des deux premières.

Dans le secteur de Saint-Paul-Bagnols la foliation est régulièrement pentée à l'Est ; elle tend vers une position subhorizontale dans la partie la plus occidentale du secteur. La disposition symétrique des deux bandes gneissiques de Fontcounille-Suanes et du vallon du Broch par rapport aux migmatites de Saint-Paul peut alors être interprétée comme une structure anticlinale fortement couchée à l'Ouest.

Dans le secteur du Reyran la foliation, si l'on fait abstraction des déformations tardives (plis décimétriques de la deuxième phase, basculement au Nord et au Sud) présente une disposition subhorizontale. La position des gneiss septentrionaux par rapport aux gneiss méridionaux suggère ici un grand pli couché dont le cœur serait occupé par les gneiss de la Buème ; ces derniers par leur texture "en aiguilles" représentent un axe tectonique certain.

Ces deux grandes structures sont à rattacher à la première phase tectonique souple. L'anticlinal couché de Saint-Paul-Bagnols présente tout comme les microplis se rattachant à la première phase un cœur granitisé (migmatites de Saint-Paul).



### 3) Conclusions.

La présence dans la série cristallophyllienne du Tanneron de deux types de plis de même orientation mais de style différent permet de penser que ce massif a subi au moins deux phases de plissement, homoaxes ou d'orientation très voisine.

La première phase a dû être de type tangentiel donnant des plis isoclinaux synschisteux, probablement déversés à l'Ouest. Cette phase tectonique s'est développée au moment où les schistes cristallins subissaient un métamorphisme de type Abukuma. Les conditions élevées de température ont dû donner une certaine plasticité aux roches permettant un tel style de plissement. Si les phénomènes de granitisation ont débuté avec cette première phase, ils se sont certainement prolongés après. Les grandes structures sont assez peu visibles ; seuls le secteur de Saint-Paul et le secteur du Reyran pourraient représenter deux plis couchés appartenant à cette première phase. Le fait que le cœur de l'une de ces structures (secteur de Saint-Paul) soit occupé par des migmatites laisse supposer qu'il s'agit d'une structure anticlinale déversée à l'Ouest.

La deuxième phase est une phase de serrage donnant des plis plus ouverts, dissymétriques, à plan axial proche de la verticale. Cette deuxième phase post-métamorphique est beaucoup moins souple que la première.

Le fait que le cœur du dôme anticlinal du Rouet soit occupé par le granite à cordiérite laisse supposer que ce dernier s'est mis en place pendant cette deuxième phase.

## II. - LA TECTONIQUE CASSANTE.

### 1) Les accidents nord-sud.

Une phase cassante nord-sud provoquant les grands accidents mylonitiques a succédé à la phase de serrage ; elle en constitue peut-être le terme ultime, les roches ayant perdu toute plasticité.

Cette phase a compartimenté le massif en plusieurs secteurs qui par la suite ont évolué pour leur propre compte. Ils ont subi des mouvements d'affaissement et de surrection provoquant des horsts et des grabens. Dans ces derniers se sont accumulés les sédiments carbonifères visibles aujourd'hui dans le bassin du Reyran. P. BORDET a montré que ces accidents ont joué postérieurement au Trias et que certains d'entre eux sont encore "vivants" actuellement (morphologie du réseau hydrographique).

### 2) Les accidents est-ouest.

On groupe sous cette dénomination un très grand nombre d'accidents dont les orientations se situent dans le secteur nord-est sud-est. Ils ont été provoqués par une phase qui a certainement débuté au Stéphanien et qui s'est poursuivie tout au long du Permien ; tout comme les accidents nord-sud ils ont certainement joué plusieurs fois. Ils sont très bien visibles dans la région du Reyran où ils affectent le Carbonifère et le Permien ; dans le socle cristallophyllien ils effondrent les compartiments des Escolles nord et sud mettant en contact les gneiss du Reyran amont avec les "gneiss en aiguilles". Ce sont ces accidents qui sont peut-être à l'origine des basculements soulignés par le pendage au Sud de la foliation dans une partie du secteur du Reyran.

CHAPITRE VIII - CONCLUSIONS GENERALES

-----

PLAN

I. - HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE.

1) Le domaine occidental.

2) Le domaine oriental.

II. - LE TANNERON DANS L'ENSEMBLE DU CRISTALLIN PROVENÇAL.

III. - L'AGE DE LA SEDIMENTATION ORIGINELLE ET DES TYPES DE METAMORPHISME.

## CONCLUSIONS GENERALES.

-----

### I. - HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA REGION ETUDIEE.

L'étude des schistes cristallins des parties occidentale et centrale du Tanneron nous a permis de mettre en évidence deux domaines fondamentalement différents de part et d'autre de la zone mylonitique de Gardanne-Combes de Selves.

L'évolution géologique de ces deux domaines diffère à la fois par la sédimentation originelle et par les types de métamorphisme qui les ont affectés (cela est illustré par le tableau fig.5 hors texte).

#### 1) Le domaine occidental.

Il est peu étendu à l'affleurement mais cependant très important du point de vue structural. Constitué par des micaschistes à deux micas riches en grenat, staurotide et tourmaline, il constitue sans aucun doute le prolongement vers le Nord des micaschistes du Cap Nègre (Maures) ; comme eux ils doivent provenir d'anciennes pélites aluminées.

La paragenèse biotite - phengite - staurotide - grenat ne permet pas de déterminer avec précision le type de métamorphisme qui a affecté ces micaschistes ; mais par comparaison avec les faciès identiques des Maures on peut penser qu'il s'agit d'un métamorphisme de type barrowien ou "intermédiaire".

Ces micaschistes étant extrêmement réduits à l'affleurement et en grande partie écrasés. Il est impossible d'y distinguer différentes phases tectoniques.

#### 2) Le domaine oriental.

Il est beaucoup plus étendu que le domaine occidental ; il constitue en fait l'essentiel du secteur étudié.

##### a) La série originelle.

Les schistes cristallins du domaine oriental paraissent provenir d'une série unique constituée par un ensemble grésoschisteux monotone à la base, passant à un ensemble volcano-sédimentaire à caractère rythmique au sommet (dans la mesure où la série n'est pas renversée). Entre ces deux ensembles il ne paraît pas y avoir de discordance ni de niveau de base conglomératique visible.

Si la partie inférieure, grésoschisteuse, est monotone la partie supérieure est très diversifiée. Elle passe d'un faciès grauwacke (tuf ou sédiments détritiques provenant d'un matériel basique) à la base, à un faciès plus schisteux au sommet. Intercalé dans cet ensemble supérieur on retrouve d'anciens niveaux calcaires, des niveaux volcaniques basiques (amphibolite du Reyran, gneiss calciques de Gardanne) et des niveaux volcaniques acides peut-être d'anciennes ignimbrites alcalines (les leptynites à grenat des Bois de Montauroux).

##### b) Le métamorphisme.

L'étude pétrographique des schistes cristallins du domaine oriental a permis de mettre en évidence deux phases de métamorphisme ou peut-être deux stades de l'évolution d'un même métamorphisme.

\* La première phase n'a pu être décelée que par la présence d'une paragenèse relique : pyroxène - amphibole verte - grenat. Cette association minérale n'est pas suffisante pour déterminer le type de métamorphisme qui a provoqué la phase I ni même son niveau énergétique précis. Toutefois la présence de pyroxène et d'amphibole laisse supposer que cette première phase a évolué dans la mésozone.

✕ La deuxième phase est très bien caractérisée dans l'extrémité occidentale du Tanneron (secteur de Gardanne et de Saint-Paul-Bagnols) par l'association : biotite - cordiérite - sillimanite - muscovite accessoire. Cette paragenèse est caractéristique du métamorphisme de type basse pression ou encore métamorphisme Abukuma. Elle évolue quand on se déplace de l'Ouest vers l'Est dans le secteur étudié. La cordiérite disparaît à la verticale de Soulliès ; la sillimanite reste abondante dans les gneiss du vallon du Broch, diminue nettement dans le secteur du Reyran et n'est plus qu'accidentelle à l'Est du Carbonifère. Corrélativement la muscovite primaire augmente progressivement. Le métamorphisme dû à la phase II est donc de moins en moins intense de l'Ouest vers l'Est pour le secteur étudié. Le niveau énergétique du métamorphisme dans la partie occidentale du massif se situe dans la zone du cordiérite-amphibolite faciès, niveau A-2-2 de la terminologie de WINKLER. Il est difficile de définir le niveau énergétique précis dans la partie orientale, les minéraux repères faisant défaut. Dans la classification de JUNG et ROQUES on passe des gneiss inférieurs aux gneiss supérieurs.

Il est cependant illusoire d'établir ici une zonéographie car le secteur n'est pas suffisamment étendu dans le sens nord-sud ; de plus les différents compartiments ayant joué postérieurement au métamorphisme ont certainement affecté la zonéographie. Le fait que l'intensité du métamorphisme diminue de l'Ouest vers l'Est ne paraît valable que pour le secteur étudié ; quand on approche de l'extrémité orientale du Tanneron (région de la Bocca, Cannes), le métamorphisme est à nouveau très intense. Peut-être ces variations ne traduisent-elles que les mouvements postérieurs des différents panneaux.

La phase II est une phase "chaude" caractérisée par une température élevée. Celle-ci, en particulier dans la zone du cordiérite-amphibolite faciès A-2-2 a atteint un degré suffisant pour permettre la fusion anatectique des roches ou du moins des niveaux chimiquement propices ; ceci se traduit par des phénomènes de granitisation (tendance à la structure grenue et à une composition se rapprochant de celle d'un granite) qui s'expriment de deux façons différentes :

- par migmatisation in situ de la série gneissique,
- par intrusion de matériel dioritique ou granitique.

✕ La migmatisation in situ se développe :

- ✕ à petite échelle, de façon diffuse par la formation dans les gneiss d'amygdales ou de filonets leucocrates concordants ou sécants sur la foliation et de composition granitique ;
- ✕ à grande échelle et de façon plus intense par la formation de migmatites allant des faciès hétérogènes aux poches de granite d'anatexie à cordiérite.

La migmatisation, très développée à l'Ouest dans la zone à cordiérite, diminue d'intensité quand on se déplace vers l'Est ; elle évolue donc parallèlement à l'intensité du métamorphisme ce qui indique les rapports intimes entre les deux phénomènes.

L'étude des formations migmatitiques montre de plus :

- ✕ qu'elles se sont formées au moins en partie à partir du même matériel que celui qui a donné naissance aux gneiss ; ces formations ne peuvent donc jouer aucun rôle lithologique repère ;
- ✕ que le processus de la granitisation détruisant les structures gneissiques se place en retrait par rapport à la simple recristallisation qui a donné naissance aux gneiss ; la granitisation peut donc être considérée comme le terme ultime du métamorphisme "chaud" ;
- ✕ que la granitisation est syntectonique ; elle a débuté pendant la phase isoclinale qui a donné naissance aux plis synschisteux ; mais elle a dû se poursuivre postérieurement à cette phase.

✕ Les formations intrusives : leur étude a montré qu'elles sont en rapport plus ou moins étroit avec les phénomènes d'anatexie ; elles constituent un deuxième aspect de la granitisation, différent de la migmatisation. Ces roches ont pris naissance par fusion anatectique dans des zones beaucoup plus profondes que leur position actuelle et sous des conditions de température extrêmement sévères. Le matériel en fusion très mobile a été injecté vers le haut de la série déjà métamorphisée au moment des phases tectoniques paroxysmales.

La diorite quartzique de Prignonet, le granite à cordiérite du Rouet, le granite alcalin de Grime présentent des caractères pétrographiques et structuraux qui permettent d'établir une chronologie des différentes intrusions et rattacher chacune d'elles à chacune des phases tectoniques qui ont affecté le massif.

La diorite quartzique de Prignonet a tous les caractères d'une roche syntectonique, elle est donc à rattacher à la phase tectonique isoclinale dont il a été démontré qu'elle est contemporaine des phénomènes de migmatisation.

Le granite à cordiérite du Rouet ne présente aucune texture orientée, il est postérieur à la diorite quartzique et disposé le long de l'axe tectonique régional ; il affleure de plus au cœur de la structure anticlinale du Rouet dont on a toutes les raisons de penser qu'elle est due à la phase tectonique II ou phase de serrage. Ce granite peut être considéré comme tardi-tectonique ; sa mise en place est contemporaine de la phase II.

Le granite alcalin de Grime : il constitue un lacis filonien extrêmement dense dans la région du château de Grime à l'Est de Saint-Paul. Sa disposition en filons est-ouest, recoupant les structures plissées nous laissent supposer, à la suite de P. BORDET, que ce granite s'est mis en place d'une façon tardive ; il peut être considéré comme post-tectonique, et en relation probable avec la phase cassante est-ouest.

× La phase hydrothermale. Postérieurement à la phase de granitisation syntectonique, les schistes cristallins du Tanneron ont subi l'influence d'une phase hydrothermale. Celle-ci paraît avoir évolué dans un premier temps dans le sens d'une greisenification en provoquant une muscovitisation importante des gneiss :

- muscovite oblique sur la foliation
- pseudomorphose cordiérite-muscovite
- " " sillimanite-muscovite.

Dans un deuxième temps et postérieurement à la phase tectonique cassante nord-sud, les manifestations de type hydrothermal se sont développées en provoquant des phénomènes de chloritisation et de séricitisation surtout marqués au voisinage des grands accidents nord-sud et la cristallisation dans les fissures de l'association minéralogique : quartz - chlorite - albite.

#### c) La tectonique.

Les schistes cristallins du domaine oriental ont subi une série de déformations successivement de style souple puis cassant ; la chronologie de ces différentes déformations peut être ainsi établie :

- la tectonique souple : elle s'est effectuée en deux temps :

- une première phase de type tangentiel donnant des structures isoclinales à axe nord-sud et probablement déversées à l'Ouest. Cette première phase s'est développée au moment où les schistes cristallins subissaient un métamorphisme "chaud" ; il est probable que ce style de plissement a été favorisé par une certaine plasticité due aux conditions élevées du métamorphisme Abukuma ;

- une deuxième phase beaucoup moins souple que la première donnant des structures d'orientation nord-sud, ouvertes, à grand rayon de courbure et à plan axial subvertical ; cette deuxième phase, post-métamorphique, s'est effectuée sur un matériel déjà en partie induré. Nous discuterons plus loin du problème de l'âge, assez conjectural, de ces événements.

- la tectonique cassante :

- la phase nord-sud : les roches ayant perdu toute plasticité, la phase II a été suivie par une phase cassante responsable des grands accidents nord-sud. Ces derniers ont pris naissance avant le Stéphanien ; ils ont permis la formation de horsts et de grabens dans lesquels se sont accumulés les sédiments carbonifères ; P. BORDET a montré que ces accidents ont certainement joué plusieurs fois et que certains d'entre eux sont encore "vivants".

- la phase est-ouest : la phase cassante nord-sud a été relayée par de nombreux accidents dont l'orientation est grossièrement est-ouest. Certains de ces accidents ont dû se former au Stéphanien, mais en général ils datent des temps permien ; ils ont favorisé la formation de bassins comblés par des laves et des sédiments continentaux permien. Tout comme les accidents nord-sud les accidents est-ouest ont joué plusieurs fois ; les phénomènes de basculement au Sud et au Nord mis en évidence par la disposition de la foliation sont certainement à rattacher à ces accidents est-ouest ; l'âge de ces basculements est cependant indéterminé.

## II. - LE TANNERON DANS L'ENSEMBLE DU CRISTALLIN PROVENÇAL.

Un premier parallèle Maures-Tanneron a été établi par P. BORDET en 1948. Ce dernier se basant sur l'identité des grands ensembles :

- Micaschistes du Cap Nègre - Micaschistes de Gardanne.
- Carbonifère du Plan de la Tour - Granite du Rouet.
- Diorite quartzique de l'Avellan - Diorite quartzique de Prignonet.
- Granite du Plan de la Tour - Granite du Rouet.

conclut à une continuité de structure entre les deux massifs ; la dépression permienne des Arcs-Fréjus ne cachant aucun accident important. Ce parallèle entre les deux massifs à la lumière des observations que nous avons effectuées dans le Tanneron semble pouvoir être précisé.

En fait les deux domaines que nous avons mis en évidence dans le Tanneron, domaines qui se différencient aussi bien par la sédimentation originelle que par les types de métamorphisme, se retrouvent dans le massif des Maures. Ils correspondent aux deux ensembles situés de part et d'autre de l'accident de Grimaud et définis par S. GUEIRARD (1957):

- les Maures occidentales ou domaine des ectinites,
- les Maures orientales ou domaine des migmatites.

\* Le domaine des Maures occidentales, mis à part les gneiss de Bormes dont le chimisme très proche de celui des gneiss de la Buème est à noter, est constitué par des schistes et des micaschistes provenant d'une ancienne sédimentation rythmique pélitique argileuse ou gréso-argileuse. Ces sédiments sont remarquables par leur richesse en Al. Ces micaschistes sont accompagnés par une quantité importante d'amphibolites dont une grande partie a certainement une origine volcanique basique. La série originelle a subi un métamorphisme de type barrowien caractéristique. En effet, les différentes paragenèses décrites par S. GUEIRARD sont à chloritoïde dans les auréoles faiblement métamorphiques et à staurotide et disthène dans les zones où le métamorphisme a été plus intense. Il faut signaler cependant la présence tout à fait locale de cordiérite dans le granite de Barral et d'andalousite dans les micaschistes du Cap Nègre. Ce domaine paraît correspondre au secteur occidental du Tanneron.

\* Le domaine des Maures orientales : ce domaine étant en grande partie occupé par des faciès migmatitiques il se prête mal à la reconstitution de l'ancienne lithologie. Cependant les faciès rencontrés semblent fort proches de ceux du Tanneron à l'Est de Gardanne - Combes de Selves. On peut donc penser que comme ces derniers ils ont pour origine d'anciens matériaux détritiques. Les différentes analyses chimiques que l'on possède sur l'ensemble du domaine oriental montrent que les teneurs en Al sont relativement basses par rapport à celles que l'on connaît à l'Ouest, par contre les pourcentages en Si sont beaucoup plus élevés.

Ici les niveaux amphiboliques sont beaucoup moins abondants mais par contre un volcanisme acide important est visible dans les parties centrale et orientale du Tanneron.

Cette partie orientale des Maures tout comme le Tanneron à l'Est de Gardanne - Combe de Selves a subi un métamorphisme "chaud" de type Abukuma. Les paragenèses à cordiérite et sillimanite (1) sont connues. Ce métamorphisme a entraîné des phénomènes de granitisation syntectonique beaucoup plus intenses que dans le Tanneron.

On peut donc conclure que le cristallin provençal en totalité est caractérisé par la présence de deux domaines fondamentalement différents de part et d'autre d'une importante zone mylonitique d'orientation nord-sud:

- un domaine occidental marqué par une ancienne sédimentation de type "fosse", accompagnée de phénomènes volcaniques à caractère basique. Dans ce domaine le métamorphisme est de type barrowien.

---

(1) - Des niveaux extrêmement riches en cordiérite et sillimanite viennent d'être observés par N. SANTARELLI dans la région de Reverdit (communication orale).

- un domaine oriental dont la sédimentation est à caractère beaucoup plus détritique et accompagné d'un volcanisme acide important ce qui dénote peut-être un milieu proche d'un haut-fond ou d'une bordure de fosse. Le métamorphisme, ici de type Abukuma est accompagné de phénomènes de granitisation intense.

Ces conclusions permettent d'affirmer que l'accident de Grimaud dont l'importance régionale n'avait pas échappé aux anciens auteurs paraît avoir joué un rôle essentiel dans l'histoire du cristallin provençal. Cet accident se poursuit dans le Tanneron au-delà de la dépression permienne par celui de Gardanne - Combe de Selves et non par celui de Joyeuse comme le proposait P. BORDET.

### III. - L'AGE DE LA SEDIMENTATION ORIGINELLE ET DES TYPES DE METAMORPHISME.

#### 1) L'âge de la sédimentation originelle.

Il est difficile de se prononcer sur ce point. On peut simplement signaler que l'auréole la moins métamorphique du massif des Maures est datée du Gothlandien par des grapholites (SCHOELLER, 1938). La série initiale devait donc être probablement cambro-silurienne. La présence à l'affleurement d'un socle précambrien paraît difficile à prouver dans le massif des Maures-Tanneron ; aucune discordance nette n'ayant pu être observée. Cependant l'hypothèse qu'une telle discordance ait pu être masquée par les phénomènes de granitisation de l'accident de Grimaud Combe de Selves n'est pas à rejeter totalement (1).

#### 2) L'âge des métamorphismes.

La limite supérieure de la série originelle étant datée du Gothlandien, cette série a pu être affectée par un métamorphisme appartenant à une orogénèse calédonienne, ou hercynienne puisque seul le Stéphanien, non métamorphique, vient reposer en discordance sur les schistes cristallins de ces régions.

La mise en évidence dans les Maures-Tanneron de deux types de métamorphisme pose le problème de façon un peu différente.

Deux hypothèses peuvent être avancées :

- les deux métamorphismes sont contemporains : ils peuvent être d'âge calédonien ou hercynien ;
- les deux métamorphismes appartiennent à deux orogénèses différentes : le plus ancien étant alors calédonien, le plus récent hercynien.

Au stade de notre étude il est impossible de trancher pour l'une ou l'autre de ces hypothèses. Toutefois en tenant compte de certains travaux récents, certaines remarques peuvent être effectuées ; elles montrent la complexité du problème.

\* Pour H.J. ZWART (1967) la coexistence de deux types de métamorphisme appartenant à une même orogénèse mais séparés dans l'espace de part et d'autre d'un accident tectonique majeur, est connue mais uniquement dans les doubles cordillères circum-pacifiques.

\* Cet auteur, après une étude comparée des différentes chaînes orogéniques, montre que les métamorphites calédoniennes sont caractérisées par des paragenèses de type barrowien alors que les métamorphites hercyniennes sont caractérisées par des paragenèses de type Abukuma marquées par d'importants phénomènes de granitisation.

---

(1) - L'âge "Pb total" de 826 M A a été obtenu sur des zircons des zones "épi" du massif des Maures (R. CHESSEX, M. DELALOY, P. BORDET, 1968). Cet âge certainement supérieur à celui du dépôt du sédiment atteste de la présence d'un socle précambrien impossible à localiser actuellement.

Les âges "Pb total" (de 330 à 571 M A) obtenus sur les migmatites et les granites du domaine occidental des Maures-Tanneron militent en faveur d'un vieux matériel précambrien repris par l'orogénèse hercynienne.

✕ Dans la chaîne hercynienne européenne ZWART montre de plus que toutes les fois qu'il y a surimposition de deux types de métamorphisme la présence de deux orogénèses peut être suspectée.

La première est toujours préhercynienne et caractérisée par un métamorphisme généralement de type barrowien; elle est reprise par l'orogénèse hercynienne caractérisée par un métamorphisme Abukuma.

Si l'on applique les conclusions de ZWART au problème du cristallin provençal on est tenté d'admettre que ce dernier porte l'empreinte de deux orogénèses successives.

- une première orogénèse, calédonienne, représentée dans le domaine occidental par un métamorphisme de type barrowien ;

- une deuxième orogénèse, hercynienne, représentée dans le domaine oriental par un métamorphisme Abukuma intense (zone du cordiérite-amphibolite faciès) ; ce métamorphisme ayant pu effacer toute trace du premier.

Cette hypothèse bien que séduisante paraît difficile à soutenir. En effet dans le domaine occidental le métamorphisme barrowien ne semble pas être repris par une phase plus récente. Des trois phases décrites par S. GUEIRARD (1957) c'est la dernière qui est caractéristique du métamorphisme barrowien.

De plus les résultats de l'analyse structurale, bien qu'encore locaux, <sup>(1)</sup> semblent montrer que l'ensemble des schistes cristallins provençaux ont subi deux phases de déformation souple, ces deux phases de même orientation étant probablement à rattacher à une même orogénèse.

Ceci nous ramène donc à la première hypothèse formulée : les deux types de métamorphisme appartiennent à une même orogénèse.

Les travaux récents de J. BOULIN et de M. CHENEVOY (1968) nuancent les théories de H.J. ZWART permettent de considérer favorablement cette hypothèse. Ces deux auteurs s'appuyant sur des observations effectuées dans les Cordillères bétiques internes et dans le Massif Central français démontrent en effet que les conditions de température et de pression du métamorphisme peuvent varier au cours de deux orogénèses successives mais aussi pendant une même orogénèse.

On peut se demander si les deux métamorphismes observés dans les Maures-Tanneron ne pourraient pas être dus à une variation importante des conditions de température et de pression dans l'espace. Ces variations (augmentation de la température et diminution de la pression de l'Ouest vers l'Est de part et d'autre de l'accident de Grimaux-Combe de Selves) pourraient trouver leur explication dans un phénomène "d'effet de socle". La présence d'un socle précambrien sous le domaine oriental n'est pas impossible ; il expliquerait en des variations de température et de pression, celles de la sédimentation : péritique argileuse à l'Ouest, beaucoup plus détritique à l'Est, ainsi que celles du volcanisme : basique à l'Ouest, acide à l'Est.

(1) - Les résultats obtenus par l'école de Montpellier (F. ARTHAUD et Ph. MATTE, 1966) à l'Ouest des gneiss de Bormes sont tout à fait comparables à ce que nous avons décrit dans le massif du Tanneron.



## LISTE DES FIGURES

	<u>pages</u>
fig. 1 : A) - Micaschistes de Combe de Selves à grenats en partie limonitisés. -----	11
: B) - Micaschistes de Combe de Selves montrant un pli en chevron souligné par les lamelles de phengites et de biotites. -----	11
fig. 2 : Microphotographies du sous-faciès à grain fin. -----	14
fig. 3 : A) - Microphotographie des gneiss hétérogènes à cordiérite. -----	16
: B) - Détails des altérations de la cordiérite. - pinite au cœur du minéral. - séricite sur les bordures.	
fig. 4 : Grenat résiduel au cœur d'une plage de cordiérite. -----	27
fig. 5 : Microcline tardif pœcilitique dans les amphibolites de Rioutard. -----	29
fig. 6 : Fibrolite résiduel au cœur d'une grande lame de muscovite dont les clivages sont perpendiculaires aux lits de biotite. -----	31
fig. 7 : Sillimanite en prismes trapus dans un lit micacé des gneiss feldspathiques de Rioutard. -----	32
fig. 8 : Deux aspects de la pseudomorphose Cordiérite ----- Muscovite. -----	33
fig. 9 : Situation sur la courbe de F.J. PETTIJOHN des gneiss de Rioutard par rapport à diverses roches sédimentaires ou éruptives -----	36
fig. 10 : Situation sur les diagrammes A C F et A'K F de WINKLER, des gneiss de Rioutard par rapport à diverses roches sédimentaires ou éruptives -----	36
fig. 11 : Evolution des gneiss de Fontcounille - Suanes durant le métamorphisme -----	37
fig. 12 : Fibrolite de sillimanite dans un filonnet leucocrate des migmatites de Saint-Paul-Bagnols ----	44
fig. 13 : Fantôme d'amphibole ; remarquer les clivages conservés à 120° par la pseudomorphose chlorite - calcite -----	45
fig. 14 : Remplacement du grenat par l'association : plagioclase - amphibolites vertes ; remarquer l'allure relictuelle du grenat et la disposition orientée des petites amphiboles -----	56

	<u>pages</u>
fig. 15 : Micrographie du faciès "en aiguilles" des gneiss méridionaux. Remarquer la séparation quartz - plagioclase et la disposition des plages de quartz dessinant des têtes de plis -----	58
fig. 16 : Diagramme montrant la position des gneiss "en aiguilles" par rapport aux gneiss de Rioutard et aux différentes roches éruptives communes -----	64
fig. 17 : Microphotographie montrant le caractère très hétérogranulaire des gneiss à biotite du Vallon Charretier - Plagioclase d'aspect détritique dans une fine trame quartzo-micacée -----	71
fig. 18 : A) - Amas de quartz globulaire dans les faciès porphyrique ----- B) - Micrographie montrant des phénocristaux de microcline résiduel moulés par le quartz très étiré	75
fig. 19 : Les leptynites du Tanneron et quelques roches comparables sur le diagramme A' K F de WINKLER -----	77
fig. 20 : (A et B) : Deux aspects du faciès rubané au confluent de l'Endre et du vallon de Gandy -----	90
fig. 21 : Vestiges de lits leucocrates dans la diorite quartzique (faciès grenu) -----	90
fig. 22 : Enclave anguleuse d'amphibolite litée dans la diorite quartzique -----	91
fig. 23 : Enclave de roche éruptive orientée. Remarquer les filonnets leucocrates marquant le début des phénomènes de granitisation -----	91
fig. 24 : Enclaves de roche éruptive grenue -----	92
fig. 25 : Contacts en "dents de scie" entre l'amas grenu du vallon de Gandy et la diorite quartzique encaissante -----	93
fig. 26 : Paillettes de biotites fraîches prenant naissance dans les clivages de l'amphibole -----	94

LISTE DES PLANCHES

-----

- Planche 1 : Schéma géographique et géologique de la Provence cristalline.
- Planche 2 : Le massif du Tanneron : situation géographique des différents secteurs et leur délimitation par les grands accidents méridiens.
- Planche 3 : Carte géologique du secteur de Gardanne.
- Planche 4 : Carte géologique de la région de Prignonet (secteur de Joyeuse - Fontcounille).

-----

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

-----

- Planche 1 : Carte géologique du secteur de Saint-Paul - Bagnols.
- Planche 2 : Carte géologique du secteur du Reyran.
- Planche 3 : Carte géologique du secteur des Adrets de Fréjus.
- Planche 4 : Carte géologique de l'ensemble des parties occidentale et centrale du Tanneron (Var).
- Planche 5 : Tableau synthétique illustrant l'évolution sédimentaire, métamorphique et tectonique des parties occidentale et centrale du Tanneron (Var).

BIBLIOGRAPHIE

-----

- ARTHAUD (F.) et MATTE (Ph.), 1966. - Tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures. - C.R. Acad. Sci., t. 262, pp. 436-439.
- BADER (E.), 1937. - Vanadin in organogenen sedimenten I die gründe der Vanadinanreicherung in organogenen sedimenten. - Zentralblatt Mineral Geol., A., p. 164.
- BERTRAND (L.), 1941. - Sur les complicationstectoniques de la couverture du massif gneissique du Tanneron. - C.R. Acad. Sci., t. 212, p. 276.
- BOUCARUT (M.), 1963. - Etude tectonique du Tanneron occidental (Var). - D.E.S. Marseille.
- BOULIN (J.) et CHENEVOY (M.), 1968. - Métamorphisme à disthène-sillimanite et à andalousite-sillimanite : étapes successives d'une même évolution dans le Massif Central français et les Cordillères bétiques internes. - C.R. Acad. Sci., t. 266, série D, p. 200.
- BORDET (P.), 1947. - Sur les phases tectoniques de l'Esterel. - C.R. Acad. Sci., t. CCXXV, p. 1345.
- 1948. - Rapports entre le massif cristallin des Maures et celui du Tanneron. - C.R. Soc. géol. Fr., p. 106.
- 1951. - Etude géologique et pétrographique de l'Esterel. - Mém. Soc. géol. Fr., (2), t. III.
- 1956. - Répétitions isoclinales et granitisation dans deux séries cristallophylliennes anciennes (Alpes françaises et Maures). - C.R. Acad. Sci., t. CCXLII, pp. 387-390.
- 1957. - Géologie de la partie centrale des Maures. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., t. LIV, p. 89.
- 1961. - Sur la géologie du massif du Tanneron (Var, Alpes-Maritimes). - C.R. Acad. Sci., t. 252, n° 6, pp. 913-915.
- 1966. - Sur la structure géologique du Nord Ouest du massif des Maures (Var). - C.R. Acad. Sci., t. 262, pp. 2677-2680.
- 1966. - L'Esterel et le massif du Tanneron. - (Guide géologique). - Hermann - Paris.
- CARRON (J-P.) et COLLOMB (P.), 1959. - Quelques aspects du volcanisme cambrien inférieur dans l'Est de la Montagne Noire. - C.R. Soc. géol. Fr., fasc. 7, pp. 196-197.
- CHESSEX (R.), DELANOYE (M.), BORDET (P.), 1967. - Ages "Plomb total" déterminés sur les zircons des massifs des Maures et de l'Esterel (France). - Compte rendu des Séances de la Société de physique et d'histoire naturelle de Genève. - Vol. 2, fasc. 1, pp. 97-106.
- COGNE (J.) et ELLER von (J-P.), 1961. - Défense et illustration des termes leptynites et granulites en pétrographie des roches métamorphiques. - Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, t. 14, fasc. 2.
- COLLOMB (P.), 1957. - Formations acides d'origine éruptive dans la série cristallophyllienne du Rouergue. - C.R. Soc. géol. Fr., p. 58.
- 1960. - La linéation dans les roches. - Bull. trim. d'Inf. géol. du B.R.G.M., 12e année, n° 48, pp. 1-11.

- COLLOMB (P.) et ELLENBERGER (F.), 1966. - La grille des linéations, un phénomène tectonique régional autonome. C.R. Acad. Sci., t. 262, pp. 1832-1835.
- COLLOMB (P.) et ELLENBERGER (F.), 1966. - Signification tectonique de la linéation régionale. - C.R. Acad. Sci. t. 262, pp. 1921-1924.
- COQUAND (H.), 1850. - Description des terrains primaires et ignés du département du Var. - Mém. Soc. géol. Fr., (2), t. III.
- DEBON (F.), 1965. - Relations éventuelles entre le gîte uranifère du Charbonnier et son environnement métamorphique (Tanneron-Esterel). - Thèse - Nancy.
- DEMAY (A.), 1926. - Sur la tectonique hercynienne des Maures. - C.R. Acad. Sci., t. LXXXII, p. 402.  
--- 1927. - La zone mylonitique de Grimaud et la tectonique du massif des Maures. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., (4), t. XXVII, p. 279.  
--- 1932. - A propos d'une note sur le massif des Maures. - Résumé Somm. Soc. géol. Fr., p. 19.
- DEER (W. A.), HOWIE (R. A.) et ZUSSMANN (J.), 1962. - Rock forming minerals. - Longmans Ed. Londres.
- DIDIER (J.) et ROQUES (M.), 1959. - Nature des enclaves dans les différents types de granite du Massif Central français. - C.R. Acad. Sci., t. 248, pp. 1839-1841.
- DIDIER (J.), 1964. - Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. - Ann. Fac. Sci. Université de Clermont, n° 23.
- ELLER Von (J-P.), 1961. - Les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines et les séries voisines des Vosges moyennes. - Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, n° 19.
- ELLER Von (J-P.) et PREVOST (L.), 1963. - Le grenat. Présence, nature et signification de ce minéral dans les séries métamorphiques. - Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, t. 16, fasc. 3, pp. 175-196.
- ELLER Von (J-P.), 1964. - Présence et signification de la cordiérite dans le métamorphisme régional. - Krystallinikum, Tchechosl., n°2, pp. 7-21.
- FAIRBAIRN, 1949. - Structural petrology of deformed rocks. - Addison Wesley press inc.
- FERRAGNE (A.), 1966. - Sur les conditions du métamorphisme et de la migmatisation de la série de Celanova. (Province d'Orense-Espagne). - C.R. Acad. Sci., t. 263, pp. 480-482.
- FERRERO (R.), 1966. - La cordiérite. Structure, domaine de stabilité, présence dans les roches en général et en Provence en particulier. - D.E.S. Marseille.
- FONTEILLE (M.) et GUITARD (G.), 1964. - "L'effet de socle dans le métamorphisme hercynien de l'enveloppe paléozoïque des gneiss des Pyrénées". - C.R. Acad. Sci., t. 255, n° 17, pp. 2134-2137.
- FORESTIER (F. H.), 1961. - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le massif du Haut Allier (Massif Central français). - Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 271.
- GOGUEL (J.), 1952. - Traité de tectonique. - Paris.
- GORAY (M.), 1951. - Petrological studies on plagioclase twins. - Amer. Miner., 36, pp. 884-901.
- GOUVERNET (C.), 1953. - Tectonique des massifs hercyniens de la région de Toulon. - Congrès géol. inter. Alger 1952, section 3, fasc. 3, p. 27.
- GROLIER (J.) et VIALON (P.), 1964. - La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. - Bull. Soc. géol. Fr., t. VI, pp. 309-321.
- GUEIRARD (S.), 1957. - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). - Thèse - Imp. LOUIS JEAN (Gap).  
--- 1964. - Les diorites quartziques des extrémités occidentales du Tanneron et orientale du massif des Maures. - C.R. Acad. Sci., t. 258, pp. 5929-5931.

- GUEIRARD (S.) et BOUCARUT (M.), 1963. - Filons de microgranite et granophyre de Tardieu-Castel-Diao à l'extrémité occidentale du Tanneron (Var). - Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Marseille, t. VII.
- GUITARD (G.), 1960. - Linéation, schistosité et phase de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales et leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation Bull. Soc. géol. Fr., t. 2, pp. 862-887.
- JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1952. - Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. - Bull. Serv. Carte géol. Fr., n° 235, t. L, p. 162.
- KORNPROBST (J.), 1962. - Observations sur la série métamorphique de la presqu'île de Centa - Rif septentrional Maroc. - C.R. Acad. Sci., t. 255, p. 2140.
- LAMEYRE (J.), 1966. - Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. - Ann. Fac. Sci. de l'Université de Clermont Fd, n° 29, Geol. minér. 12e fasc., pp. 1-264.
- LUTAUD (L.), 1924. - Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. - Revue de géographie, t. 12.
- MICHEL (R.), 1953. - Les schistes cristallins du massif du Grand Paradis et de Sézia Lanzo. - Thèse Sc. Terre Nancy, t. I, n° 3 et 4.
- PETERLONGO (J.), 1956. - Etude des phénomènes métasomatiques dans les amphibolites des Monts du Lyonnais. - Trav. Lab. géol. et minér. de l'Université de Clermont.
- 1958. - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). - Ann. Fac. Sci. Clermont, n° 4 (Thèse).
- RAGUIN (E.), 1957. - Géologie du granite. - Masson et Cie, Editeurs.
- ROUTIER (P.) et MEUNIER (A.), 1962. - Le massif du Tenda (Corse). Sa nature volcano-sédimentaire (rhyolitique et non pas entièrement granitique). - Bull. Serv. Carte géol. Fr. - C.R. coll., pp. 261-271.
- SCHOELLER (H.), 1938. - Sur la présence de graptolite dans les schistes métamorphiques du massif des Maures. - C.R. Soc. géol. Fr., p. 147.
- SERMENT (R.), 1965. - Etude structurale du granite de Plan de La Tour, au Sud des départementales 44 et 72 (Var). D.E.S., Marseille.
- SERMENT (R.) et TRIAT (J.M.), (sous presse). - Etude tectonique du granite de Plan de La Tour (Var). - (paraftra au Bull. Soc. géol. Fr.)
- SOLETY (P.), 1964. - Les gisements de fluorine de la Provence cristalline (Maures-Tanneron-Esterel). - Thèse, Nancy.
- TRIAM (J.M.), 1968. - Etude pétrographique du granite de Plan de La Tour (Var) et ses enclaves. - Ann. Fac. Sci. Marseille, t. XXXX, pp. 5-30.
- VIALON (P.), 1966. - Etude géologique du massif cristallin Dora Maira. Alpes cottiennes internes. Italie. - Trav. Lab. géol. Fac. Sci. Grenoble, Mém. n° 4.
- VILLENEUVE de FLAYOSC (H.), 1856. - Description minéralogique et géologique du Var. - Thèse - Paris.
- WALLEYRAND (P.), 1889. - Etude géologique de la région des Maures et de l'Esterel. - Thèse - Rennes.
- WEISBROD (A.), 1962. - Les occurrences de la cordiérite dans la Haute vallée de l'Ardèche. - C.R. Acad. Sci., n° 254, pp. 3393-3395.
- 1968. - Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes (Massif Central, France). - C.R. Acad. Sci., série D, p. 755.
- WINKLER (H.G.F.), 1965. - La genèse des roches métamorphiques. - Ed. Ophrys (Gap).
- WYLLIE (P.J.), COX (K.G.) and BIGGAR (G.M.), 1962. - The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. - Journal of petrology, Clarendon press, Oxford, vol. III, n° 2, pp. 238-243.

-VII -

ZURCHER (Ph.), 1919. - Histoire de la chaîne des Maures. - C.R. Soc. géol. Fr., pp. 58-61,

ZWART (H.J.), 1967. - The duality of orogenic belts geologie en Mijnbouw, n° 8, pp. 283-314.

---

CARTES GEOLOGIQUES UTILISEES

-----

Carte au 1/50 000 Fréjus Cannes - 1re édition.

Carte au 1/50 000 Fayence - 1re édition.

Carte au 1/20 000 M. BOUCARUT - D.E.S. (1963).

Vu,  
Grenoble, le  
Le Président de la Thèse,

R. MICHEL

Vu,  
Grenoble, le  
Le Doyen de la Faculté des Sciences,

E. BONNIER

Vu, et permis d'imprimer  
Le Recteur de l'Académie de Grenoble,

M. NIVEAU



