

TROISIÈME PARTIE

Les gneiss œillés
et autres gneiss
d'origine non péritique

Introduction

Dans le massif du Canigou et de la Carança, la distinction entre les gneiss, roches essentiellement feldspathiques, et les micaschistes — ces deux catégories de roches formant l'essentiel de la série métamorphique — est généralement très facile, et s'impose d'emblée sur le terrain, aussi est-elle à la base de la division des roches cristallophylliennes de ce massif, depuis les premiers travaux cartographiques de L. Bertrand et O. Mengel (1925). Le contraste entre ces deux catégories de schistes cristallins ne s'atténue qu'au voisinage du granite profond, dans le tréfonds du Canigou, somme toute dans un espace restreint, où existent des gneiss pélitiques plutôt que de véritables micaschistes. Même dans ce cas, il est assez facile de distinguer ces gneiss pélitiques des gneiss non pélitiques dont l'étude est l'objet de la troisième partie. En effet, les gneiss pélitiques résultent d'une transformation plus poussée des micaschistes, avec apparition de ségrégations quartzo-plagioclasiques, probablement par différenciation métamorphique, mais l'origine première de ces gneiss est toujours facile à retrouver grâce à la présence de silicates d'alumine typomorphes ou reliques.

L'opposition entre les gneiss et les micaschistes s'explique très bien, d'une part par la différence fondamentale de la nature des matériaux dont dérivent les gneiss et les micaschistes — les micaschistes dérivent de pélites ordinaires (cf. chap. II), les gneiss de roches éruptives ou plutoniques et de leurs produits de remaniement, c'est-à-dire de matériaux initialement feldspathiques, comme nous l'établissons dans les pages qui

suivent — d'autre part, par l'absence de phénomènes d'anatexie et de migmatisation dans la majeure partie du territoire étudié.

La description détaillée du métamorphisme progressif des micaschistes et gneiss pélitiques, des amphibolites, et des marbres, dans la deuxième partie de cet ouvrage, a conduit à la notion d'un métamorphisme régional de caractère essentiellement isochimique. Il n'existe *a priori* aucune raison de supposer qu'il n'en est pas de même du métamorphisme des roches gneissiques. Nous démontrerons, en effet, que l'hypothèse métagénétique de l'origine des gneiss ceillés et roches connexes par « feldspathisation » n'est pas justifiée dans le cas des gneiss du Canigou et qu'elle est en contradiction avec les faits observés. Dans ces conditions, il est évident que l'idée fondamentale de Rosenbusch selon laquelle « une simple analyse chimique pourra indiquer, dans tous les cas, qu'elle était la roche primitive aux dépens de laquelle le schiste cristallin s'est constitué », peut être appliquée à la majeure partie des gneiss du Canigou. Cette circonstance favorable permet de retrouver l'origine des gneiss, de la même manière que pour les roches étudiées dans la deuxième partie. C'est là un avantage considérable qu'offre l'étude du métamorphisme mésozonal. Dans la catazone, le large développement des phénomènes anatectiques peut rendre plus aléatoire la recherche de l'origine des matériaux primitifs, et la distinction entre les paragneiss et les orthogneiss, facile à établir dans la mésozone, peut y être rendue difficile.

CHAPITRE V

Les gneiss intercalés dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque : gneiss granulés, porphyroïdes et gneiss leptynitiques leucocrates

Les roches gneissiques, essentiellement feldspathiques, interstratifiées dans la « série de Canaveilles », occupent un volume très restreint, mais ont une importance stratigraphique et paléogéographique. On peut y reconnaître trois groupes principaux :

- I. Les gneiss granulés et roches connexes qui constituent les affleurements les plus étendus et les plus caractéristiques;
- II. Les porphyroïdes, qui ne forment que de très rares affleurements;
- III. Les gneiss leptynitiques leucocrates affleurant à la base de l'enveloppe paléozoïque, au voisinage de son contact avec les gneiss du Canigou, dont il n'est pas toujours facile de les distinguer du point de vue pétrographique.

I. LES GNEISS GRANULÉS ET ROCHES CONNEXES (MÉTAGRAUWACKES)

Bien qu'il s'agisse de roches fréquentes dans la « série de Canaveilles » de la région, elles sont restées longtemps inaperçues. L. Bertrand et O. Mengel (1925) ont figuré sur la feuille de Prades (257) au 1/80.000, quelques rares affleurements de « porphyrite » qui leur correspondent. Mais durant ces dernières années, les gneiss granulés ont été cartographiés systématiquement dans l'ensemble du territoire étudié par Cavet (1957) et par l'auteur. Leur véritable nature n'a été éclaircie que récemment : les gneiss granulés dérivent du métamorphisme de roches pyroclastiques plus ou moins remaniées, donc de roches d'origine volcanosédimentaires (G. Guitard et P. Laffitte, 1956).

1. Les divers types de gneiss granulés et leurs conditions de gisement.

a. LES GNEISS GRANULÉS TYPIQUES sont des gneiss à structure de « tectonite » très accusée, avec un plan de schistosité et une linéation toujours bien marqués. Quelquefois la schistosité est plus difficile à mettre en évidence et la structure linéaire est prédominante. C'est la présence de petits cristaux de feldspaths (2 à 5 mm) en forme de granules, parfois de section quasi rectangulaires dans les plans perpendiculaires à la linéation, qui leur donnent un aspect caractéristique. D'où le terme de « gneiss granulé » que nous avons proposé avec P. Laffitte pour désigner ces roches dans les séries anciennes des Pyrénées (1). Les granules sont d'ordinaire régulièrement répartis dans la masse de la roche, dans une proportion de 15 à 30 % en volume. Parfois, ils sont plus nombreux, serrés et jointifs : c'est un type de gneiss granulé leucocrate, peu micacé, du Vallespir. On y observe alors des niveaux remarquables, formés de petites lentilles felsitiques aplaties et tassées, étirées dans la schistosité, distinctes des granules feldspathiques. Ces lentilles représentent d'anciens lapillis. Quelquefois, les gneiss granulés ont une structure rubanée avec alternances de lits clairs et de lits sombres, qui évoquent les tufs lités.

b. LES MICASCHISTES GRANULÉS. Quand la proportion des granules feldspathiques devient faible et que s'accroît celle des minéraux phylliteux, la roche peut être appelée un micaschiste granulé. Ces faciès plus

pélitiques se mêlent aux gneiss granulés typiques et font souvent la transition avec des micaschistes francs.

c. LES GNEISS MICRO-GRANULÉS sont remarquables par l'abondance des granules feldspathiques microscopiques (0,5 mm).

d. LES LEPTYNITES BLANCHES APHANITIQUES, à aspect de cornéenne, forment des bancs peu puissants intercalés avec les gneiss granulés. Leur grain très fin, leur homogénéité, leur aspect homophane évoquent des niveaux de tufs cinéritiques.

Enfin, on rencontre, étroitement associés aux gneiss granulés, des amphibolites et des gneiss amphiboliques.

Les gneiss granulés affleurent principalement dans les niveaux moyens de la série de Canaveilles, souvent au voisinage des bancs de marbre (cf. ci-dessus chap. I). Quelques lentilles de gneiss granulés existent à la base du Paléozoïque (région au sud de Taulis et de la Bastide). Enfin, des lentilles peu importantes affleurent sporadiquement à la partie supérieure de la série de Canaveilles (région de la Tour de Mir et du col d'Arès au sud de Prats-de-Mollo).

Sur les cartes géologiques, les gneiss granulés dessinent de longues bandes d'extension kilométrique ou des lentilles, interstratifiées. L'examen détaillé de nombreux affleurements n'a pas mis en évidence de contacts discordants, même localement; tantôt le contact avec les micaschistes encaissants est assez net, tantôt il est progressif ou avec des niveaux récurrents : il est annoncé par de petites variations pétrographiques du litage, avec apparition progressive des granules dans le micaschiste ou par des alternances répétées de lits chargés de granules et de lits pélitiques.

Dans l'ensemble du territoire étudié, la puissance, l'importance et la continuité des gneiss granulés augmentent d'Ouest en Est comme cela a été déjà souligné dans le chapitre I (cf. fig. 55).

L'affleurement le plus occidental de gneiss granulés typiques est situé en Cerdagne, dans la partie haute de la vallée d'Eyne, où existent plusieurs bancs d'une puissance de quelques mètres. Plus à l'Ouest encore, sur le versant du pic de Fenestrelles et du Puigmal, affleurent des lentilles assez nombreuses de gneiss et de micaschistes granulés dans lesquels les granules

(1) Il faut néanmoins signaler la très grande analogie de texture et d'aspect de ces roches avec les blastomylonites granitiques de la région, analogie qui a été parfois une source de confusion.

feldspathiques sont inclus dans une matrice phyllito-calcaire. De nombreuses lentilles de ces roches ont été figurées par P. Cavet (1957) sous le nom de porphyrites. Après une assez grande interruption, on retrouve les gneiss granulés sur le versant nord du massif de la Carança, au sud d'Escarro, où ces roches peuvent être également à ciment calcaire. Des for-

mations de granulés typiques affleurent sur le versant nord du Canigou, entre Fillols et Taurinya (sud du Serrat), où elles sont ployées en voûte très surbaissée (fig. 56), avec une épaisseur d'environ 20 mètres. Les gneiss granulés y sont étroitement associés à des leptynites blanches et à des gneiss leptynitiques leucocrates.

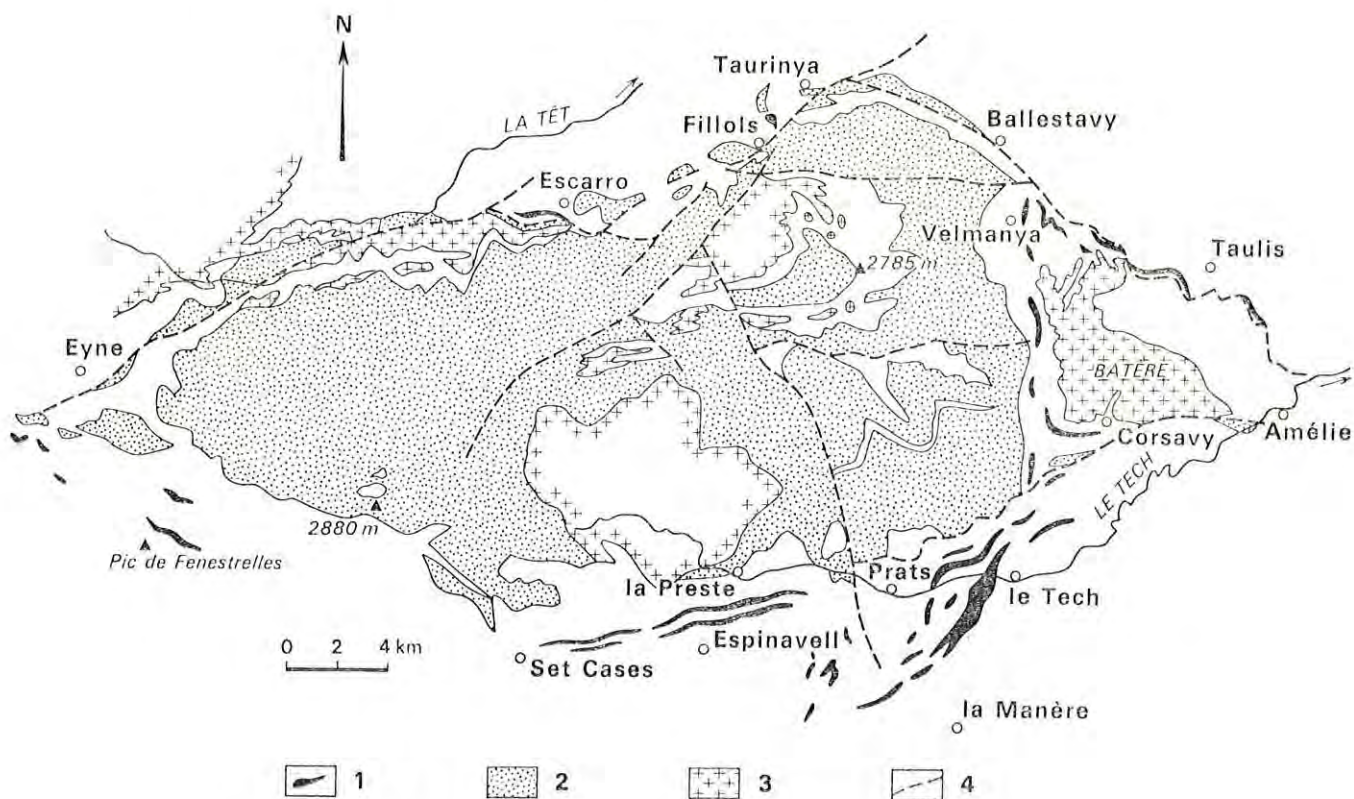


FIG. 55

Principaux affleurements de « gneiss granulés » dans l'enveloppe paléozoïque des massifs du Canigou et de la Carança

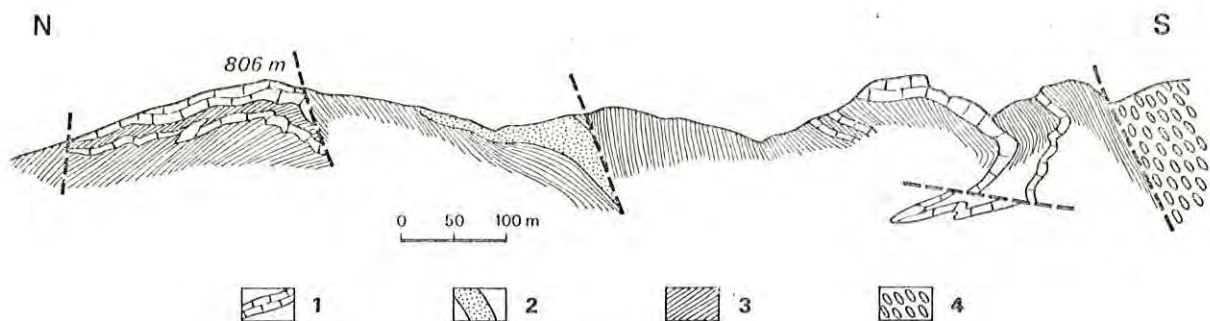


FIG. 56

Affleurement de « gneiss granulés » dans la coupe du Serrat à Taurinya (d'après Guitard et Pellissonier 1962)

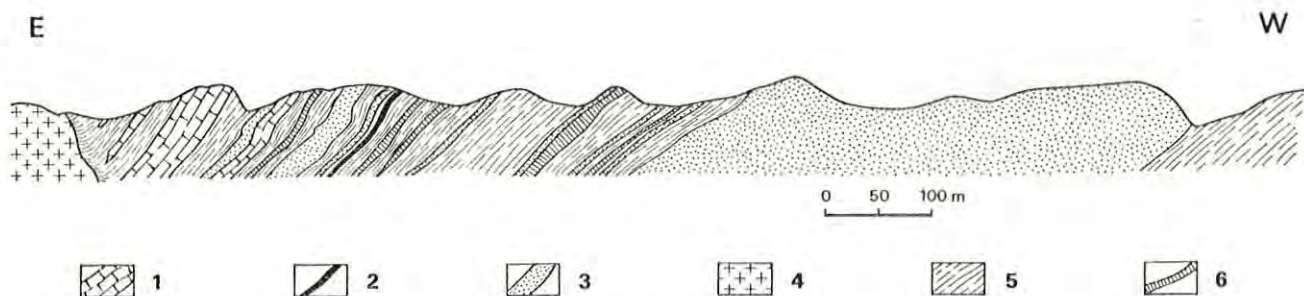


FIG. 57

Coupe dans les « gneiss granulés » du Vallespir, entre le village du Tech et Prats-de-Mollo, au lieu-dit La Sitja

A partir de Ballestavy, les gneiss granulés forment une série de bandes presque continues dans l'enveloppe paléozoïque des versants est et sud du Canigou. Mais c'est en Vallespir qu'ils atteignent leur plus grand développement. Entre le village du Tech et celui de la Manère, sur la crête de Serralongue, leur épaisseur est la plus grande. Dans la vallée du Tech, près de la Sitjas, on relève une coupe continue et bien exposée (fig. 57) où la puissance des gneiss granulés est de l'ordre de 300 mètres. Les gneiss granulés franchissent la frontière espagnole au sud de la Preste, aux environs du col Prégon. Leur puissance est ici de 10 à 20 mètres. Nous ne les avons pas suivis sur le versant espagnol, mais on les rencontre au nord d'Espinavell et dans la région de Set-Casas. Étant donné la difficulté de repérer et de suivre ces roches, il est probable que les gneiss granulés de l'enveloppe entourent le massif gneissique du Canigou et de la Carança, de la même manière que les niveaux de marbre, auxquels ils sont d'ailleurs intimement associés, mais de façon plus discontinue.

Les gneiss granulés sont situés à des niveaux variables de la série métamorphique et ils ont été inégalement transformés par le métamorphisme général. On peut distinguer les gneiss granulés situés dans la zone de la biotite des micaschistes, et ceux qui sont inclus dans la zone de l'andalousite. Dans le Vallespir, les gneiss granulés ont été recristallisés dans l'aurole de

contact des massifs granitiques de Saint-Laurent-de-Cerdans et de Batère.

2. Description pétrographique et composition chimique.

Nous prendrons comme type de description les gneiss granulés de la zone de la biotite qui ont le mieux conservé leurs caractères originels. Au point de vue minéralogique, ces roches renferment l'association : *albite-quartz-muscovite-biotite-chlorite-leucoxène*.

La texture permet de distinguer les granules feldspathiques et la mésostase (cf. fig. 2 et 3, pl. 1). A titre d'exemple, la composition modale d'un gneiss granulé typique est la suivante :

Granules d'albite.....	13,0
Quartz.....	26,2
Minéraux phylliteux.....	31,2
Agrégats quasi felsitiques.....	26,2
Minéraux opaques.....	3,0
Minéraux accessoires.....	0,4

100,00

a. LES GRANULES FELDSPATHIQUES. Ils forment des petits « yeux » (2 à 5 mm en général) alignés dans la schistosité. Leur proportion, estimée à la platine intégratrice, varie entre 12 et 30 % en volume comme l'indique le tableau 23.

TABLEAU 23

N°.....	11270	10890	6576	6575	6572	6263	6842	6531	9404	9405
%.....	12,5	15,9	14,1	30,2	15,7	23,2	17,0	21,8	18,3	26,1
L _{mm}	120	88	213	268	178	293	272	242	245	254

NOTA.

Proportion de granules feldspathiques dans les « gneiss granulés ». (L_{mm} = longueur « intégrée » en mm).

Les granules sont de *l'albite*, très rarement de la micropegmatite. Les granules d'albite sont en plages arrondies ou hypidiomorphes selon l'orientation du plan de coupe, leur contour est net, bien distinct de la mésostase si cette dernière est phylliteuse. Il n'existe pas d'inclusions mésostasiques englobées. Les granules ne sont pas des porphyroblastes. Ce sont, au contraire, d'anciens phénocristaux ou des porphyroclastes, préexistants dans la roche ou dans le sédiment antérieurement au métamorphisme et aux déformations régionales, comme cela est connu dans les formations anciennes de tufs ou d'arkoses (cf. A. Harker, 1902; M. Gysin et J. M. Vallet, 1949).

Cependant, quand la mésostase quartzo-feldspathique domine, les bordures des anciens feldspaths tendent à s'engrener avec le quartz et les feldspaths de la mésostase. On aboutit alors, par convergence, à des aspects pœciloblastiques limités aux bordures des anciens feldspaths. Dans tous les cas, on n'observe jamais d'inclusions de la schistosité à l'intérieur des plagioclases. Au contraire, les feuilletts schisteux moulent la périphérie des anciens feldspaths.

Quelquefois, les granules feldspathiques sont formés de l'accolement de deux ou trois plagioclases associés d'une façon quelconque. La déformation des granules albitiques est assez fréquente : torsion des lamelles maclées, fentes colmatées par les minéraux mésostasiques, fragmentation et dislocation des granules dans les cas extrêmes. Les déformations peuvent être accompagnées de remplacement à la périphérie des granules.

L'albite est toujours séricitisée à des degrés divers et elle renferme parfois de la clinzoïsité et de la zoïsité. Quelquefois, les granules sont imprégnés par une matière opaque au microscope : ceci est signalé aussi par S. Gavelin (1939) dans des këratoptyres. On trouve parfois des granules entièrement formés par de l'albite en échiquier.

Le plagioclase, déterminé à l'aide des sections perpendiculaires à la fois à (001) et (010), est généralement de *l'albite*. Des mesures de $2V$ effectuées systématiquement à la platine théodolite Bordet-Nomarski donnent des valeurs qui oscillent entre $+70^\circ$ et 90° (voir fig. 58). Ces valeurs montrent qu'il s'agit essentiellement de l'albite dite de « basse température » (albite BT). Une série de déterminations de l'axe de la macle de l'albite [\perp (010)], projetées sur un plan perpendiculaire à n_m , donne une série de points qui sont situés à cheval sur les courbes BT et HT des diagrammes de Kaaden (1951). Mais ceci est probablement provoqué par l'imprécision de la construction de l'axe de la macle de l'albite dans le cas des plagioclases très acides : les bissectrices np de deux individus maclés albite se projettent sensiblement au même point, dans

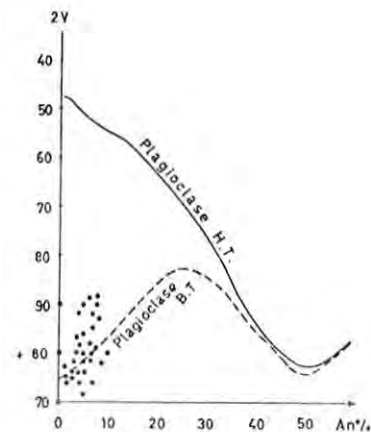


FIG. 58

Teneur en anorthite et valeur de l'angle $2V$
dans les albites des « gneiss granulés »
Les courbes BT et HT d'après Kaaden (1951)

le cas de l'albite. D'ailleurs, l'existence de formes intermédiaires entre l'albite BT et l'albite HT est peu probable, étant donné le degré de métamorphisme de ces roches. Les macles les plus fréquentes sont celles qui ont le plan (010) comme plan de macle ou comme plan d'accolement. La macle de l'albite est la plus courante; elle est caractérisée par le petit nombre de lamelles maclées, et forme quelquefois des macles simples. Les lamelles maclées sont parfois interrompues. Les macles de Carlsbad et de l'albite-Carlsbad semblent être également fréquentes. Enfin, il existe des macles dont le plan d'accolement n'est pas (010) mais (001), et quelquefois, on reconnaît facilement la macle de Baveno. Les distinctions ont été faites selon les critères donnés par A. Tobi (1961), mais une étude détaillée des macles complexes reste à faire.

Les granules micropegmatitiques sont très rares et formés de l'association régulière d'un feldspath potassique homogène et du quartz.

b. LA MÉSOSTASE. D'ordinaire la mésostase des gneiss granulés est formée de parties phylliteuses et de parties quartzo-feldspathiques assez bien séparées (cf. fig. 2 et 3, pl. 1). Les parties phylliteuses renferment un agrégat de muscovite, de biotite et de chlorite, avec un peu de quartz et quelques feldspaths en plages isolées. Elles soulignent la schistosité, suivant laquelle les lamelles micacées sont statistiquement couchées. Parfois, il existe des lentilles de séricite muscovite distinctes des parties biotitiques. De même, on rencontre des lentilles chloritiques. En général, la chlorite est une prochlorite pâle, non dispersive, et de signe d'allongement négatif. Enfin, les minéraux accessoires sont concentrés dans les parties micacées

et sont surtout représentés par *des grains de leucoxène* à centre d'ilménite, atteignant jusqu'à 0,5 millimètre de long, assez caractéristiques des gneiss granulés. Dans les parties quartzo-feldspathiques on peut distinguer des lentilles à grandes plages xénoblastiques de quartz associées à un peu de mica, à limites généralement nettes, et des lentilles quasi felsitiques à limites parfois plus floues, constituées surtout d'albite et d'un peu de quartz et de micas granoblastiques. Outre le leucoxène déjà signalé, les minéraux accessoires sont la tourmaline, l'apatite, le zircon en gros grains (0,3 mm) et quelquefois l'allanite. La clinzoisite et l'épidote sont rares dans l'ensemble.

Certains gneiss granulés sont remarquables par l'abondance des lentilles quartzo-feldspathiques dans la mésostase. Ces lentilles ont une structure quasi felsitique (agrégat de fines plages granoblastiques, 0,02-0,04 mm) et sont presque entièrement constituées par de l'albite, généralement non maclé, avec un peu de quartz, de biotite et de chlorite. La forme et l'allure de ces lentilles (fig. 3 et 4, pl. 1) est *tout à fait comparable aux structures de lapilli dévitrifiés ou de lapilli métamorphiques* décrites par C. Durell (1940) et R. L. Olivers (1954). Nous pensons que ces gneiss granulés, qui affleurent entre le Tech et Prats-de-Mollo, représentent effectivement d'anciens tufs à lapilli.

c. Il existe quelques TYPES PARTICULIERS DE GNEISS GRANULÉS ou roches connexes :

— *les gneiss microgranulés* sont remarquables par la très petite dimension des granules d'albite (0,05 mm) dont certains ont conservé un contour anguleux. Il s'y ajoute de nombreux grains clastiques de quartz étirés, d'origine probablement épicalastique, dans une mésostase essentiellement micacée (fig. 5, pl. 1) qui renferme quelquefois d'anciens fragments lithiques. Ces roches s'apparentent de près aux métagrauwackes. Les minéraux opaques prédominent parmi les minéraux accessoires ;

— *les leptynites aphanitiques* sont constituées par un très fin agrégat felsitique quartzo-feldspathique intimement mélangé à la mésostase phylliteuse (fig. 6, pl. 1). Les parties plus micacées, aplaties, indiquent la schistosité. Les minéraux accessoires sont abondants. Ces roches représentent probablement d'anciennes tuffites éventuellement remaniées, et leur composition chimique est tantôt analogue à celle des gneiss granulés (analyse 69 du tableau 24), tantôt analogue à celle des porphyroïdes (analyse 78 du tableau 26) ;

— *métagrauwackes à ciment calcaire*. Ces roches affleurent surtout en Cerdagne, dans le massif du Puigmal, où elles sont associées à des gneiss granulés typiques. Elles existent également au sud d'Escarro. Au microscope, elles sont formées de nombreux grains

clastiques de quartz, à contours anguleux, et d'albite (0,2-0,4 mm), inclus dans une mésostase granoblastique de quartz, calcite, séricite, chlorite, albite, biotite, avec, comme minéraux accessoires, épidote, apatite, zircon, et minéraux opaques. Quelquefois la mésostase renferme des lentilles de phyllites ou des lentilles quartzo-feldspathiques plus ou moins individualisées (cf. fig. 1, pl. 2). Une analyse chimique de ces roches est donnée dans le tableau 24 (analyse 77) ;

— *gneiss granulés très quartzitiques*. Ces roches à allure de leptynite leucocrate affleurent à Taurinya (Serrat) au sein de gneiss granulés ordinaires. Elles sont caractérisées par la grande abondance du quartz banal et de la muscovite, qui forment essentiellement la mésostase où sont épars les granules d'albite An 5 %. Ces roches dérivent de tufs albitiques où la proportion de quartz épicalastique était très importante. Leur composition chimique doit être assez voisine de celle de certaines arkoses.

d. LES GNEISS GRANULÉS DANS LA ZONE DE L'ANDALOUSITE. Ces roches affleurent en particulier dans la région de Montferrer et de Batère, dans le Vallespir, ainsi qu'entre Taulis et la Bastide sur le versant nord oriental du Canigou. La recristallisation métamorphique, plus intense, les transforme en gneiss albitiques où les caractères originels tendent à disparaître. Les anciens phénocristaux d'albite sont étroitement imbriqués et engrenés avec les minéraux mésostasiques, le grain de la roche est devenu plus grossier, les anciennes limites tendent à être effacées au sein de structures blastiques à surfaces de contact complexes, les agrégats felsitiques bien différenciés des roches de la zone de la biotite, ne se retrouvent presque plus. Dans plusieurs de ces gneiss granulés, les granules de plagioclases renferment de l'antiperthite en tache et du quartz « en goutte ». La biotite est abondante, en grandes lamelles planes en « arcs polygonaux », qui montrent que la recristallisation s'est activement poursuivie après les déformations régionales.

e. LA COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS GRANULÉS et des roches connexes est donnée dans le tableau 24.

La provenance des roches est la suivante :

- 67, gneiss granulé, la Sitja, près de Prats-de-Mollo.
- 68, gneiss granulé leucocrate, la Sitja, *idem*.
- 69, leptynite aphanitique associée aux gneiss granulés, la Sitja, *idem*.
- 70, gneiss granulé, col Prégon, sud de La Preste.
- 71, leptynite aphanitique rubanée, nord de Prats-de-Mollo.
- 72, gneiss granulé La Sitja, près de Prats-de-Mollo.
- 73, gneiss granulé, ravin de Pixerot, Velmanya.
- 74, gneiss granulé, route de la Llau, près le Tech.
- 75, leptynite aphanitique : est de Prats-de-Mollo.
- 77, gneiss granulé à ciment calcaire, près du pic de Fenestrelles, sud de Saillagouse.

TABLEAU 24

COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS GRANULÉS ET DES ROCHES CONNEXES

	67	68	69	70	71	72	73	74	75	77
SiO ₂	61,80	63,50	63,80	64,40	64,60	64,80	64,95	66,15	67,65	68,55
Al ₂ O ₃	16,90	13,15	17,45	14,15	18,00	15,60	15,70	15,25	15,50	9,65
Fe ₂ O ₃	0,30	3,20	0,80	2,55	1,00	0,25	0,65	0,85	0,85	3,65
FeO	6,20	5,75	4,35	4,45	4,65	5,50	3,75	5,40	4,35	2,45
TiO ₂	0,95	1,10	1,00	1,00	0,75	0,85	1,10	1,15	0,75	0,95
MnO	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10	0,05	0,10	0,10	0,05	0,30
MgO	2,95	2,95	2,60	2,25	1,95	2,70	3,15	2,60	2,20	1,20
CaO	1,10	1,40	1,80	1,60	1,10	1,80	1,50	0,85	0,90	4,10
Na ₂ O	4,10	3,30	4,60	3,05	1,80	4,00	3,15	4,00	2,50	2,25
K ₂ O	2,70	2,40	1,40	2,60	3,00	1,80	1,85	1,15	2,30	2,30
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,20	0,15	0,15	0,10	0,15	0,20	0,15	0,30
H ₂ O +	3,15	2,35	2,30	3,20	2,95	3,00	3,25	2,80	2,80	1,15
H ₂ O -	0,00	0,10	0,00	0,05	0,05	0,00	0,20	0,00	0,10	0,05
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,40
	100,35	99,50	100,35	99,55	100,10	100,45	99,50	100,50	100,10	100,30
Si	58,90	61,90	60,15	63,15	62,95	61,90	63,15	63,40	65,75	68,95
Al	18,95	15,05	19,35	16,35	20,65	17,50	17,95	17,20	17,70	11,40
Fe ^{'''}	0,20	2,35	0,55	1,85	0,75	0,15	0,45	0,60	0,60	2,75
Fe ^{''}	4,90	4,65	3,40	3,65	3,75	4,35	3,05	4,30	3,50	2,05
Ti	0,65	0,80	0,70	0,75	0,55	0,60	0,80	0,80	0,55	0,70
Mn	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10	0,05	0,10	0,10	0,05	0,25
Mg	4,20	4,30	3,65	3,30	2,85	3,85	4,60	3,75	3,20	1,80
Ca	1,10	1,45	1,80	1,70	1,15	1,85	1,55	0,85	0,95	4,40
Na	7,55	6,20	8,40	5,80	3,40	7,40	5,90	7,40	4,70	4,40
K	3,30	3,00	1,70	3,25	3,75	2,20	2,30	1,40	2,85	2,95
P	0,10	0,15	0,15	0,10	0,10	0,10	0,10	0,15	0,10	0,25
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,65
<i>si</i>	232	247	248	271	280	259	276	280	313	329
<i>al</i>	37,3	30,2	39,9	35,1	45,9	36,7	39,3	38,0	42,3	27,3
<i>fm</i>	37,0	45,6	31,8	38,3	33,1	35,5	35,8	38,6	35,3	34,1
<i>c</i>	4,42	5,84	7,50	7,22	5,11	7,71	6,84	3,85	4,47	21,1
<i>alc</i>	21,3	18,4	20,8	19,4	15,8	20,1	18,00	19,5	18,0	17,5
<i>ti</i>	2,67	3,21	2,91	3,16	2,43	2,55	3,51	3,65	2,60	3,43
<i>p</i>	0,23	0,32	0,32	0,26	0,27	0,16	0,26	0,35	0,29	0,61
<i>k</i>	0,30	0,32	0,16	0,35	0,52	0,22	0,27	0,15	0,37	0,40
<i>mg</i>	0,44	0,37	0,47	0,37	0,38	0,45	0,56	0,42	0,43	0,25

TABLEAU 24

COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS GRANULÉS ET DES ROCHES CONNEXES (suite)

	67	68	69	70	71	72	73	74	75	77
Quartz.....	16,85	25,35	21,85	28,20	34,75	23,15	29,85	29,90	36,70	44,65
Orthose.....	15,95	14,20	8,25	15,35	17,75	10,65	10,95	6,80	13,60	13,60
Albite.....	34,65	27,90	38,85	25,75	15,20	33,80	26,60	33,80	21,10	19,00
Anorthite.....	4,55	5,75	7,75	7,05	4,55	8,35	6,55	3,05	3,60	0,00
Hypersthène.....	17,00	13,65	12,25	10,20	11,50	15,30	12,55	13,80	11,60	3,45
Corindon.....	5,55	3,00	5,50	3,70	10,10	4,00	6,10	6,30	7,55	3,45
Magnétite.....	0,40	4,65	1,15	3,70	1,45	0,35	0,90	1,20	1,20	5,30
Ilménite.....	1,80	2,10	1,90	1,90	1,40	1,60	2,10	2,15	1,40	1,80
Apatite.....	0,30	0,45	0,45	0,30	0,30	0,20	0,30	0,45	0,30	0,65
Calcite.....	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,70
p.....	0,742	0,755	0,783	0,794	0,745	0,779	0,771	0,753	0,772	0,775
q.....	0,234	0,346	0,285	0,369	0,481	0,305	0,403	0,406	0,489	0,578
r.....	0,852	0,791	0,761	0,751	0,787	0,736	0,749	0,875	0,834	0,000
s.....	0,303	0,324	0,167	0,360	0,523	0,229	0,279	0,159	0,377	0,403
h.....	0,885	0,669	0,800	0,646	0,801	0,886	0,807	0,804	0,814	0,328
k.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
l.....	0,981	0,973	0,967	0,974	0,973	0,986	0,976	0,971	0,973	0,482
m.....	0,461	0,480	0,518	0,476	0,430	0,469	0,602	0,464	0,476	0,439

3. Origine des gneiss granulés.

Les caractères pétrographiques et chimiques des gneiss granulés permettent d'exclure l'origine purement blastique des granules feldspathiques. Ces caractères montrent, au contraire, que les gneiss granulés préexistaient dans les sédiments de la série de Canaveilles antérieurement au métamorphisme, et qu'il s'agit d'anciennes roches d'origine volcanique ou volcano-sédimentaire métamorphisées.

Nous avons suffisamment montré que les granules d'albite représentent d'anciens phénocristaux, ou éventuellement des porphyroclastes, et non pas des porphyroblastes métamorphiques. Les caractères de leurs macles, en particulier la présence de macles simples suivant (001) et de la macle de Baveno, les distinguent radicalement des albites métamorphiques des micaschistes. La structure généralement ordonnée de l'albite (albite BT) est normale pour des roches métamorphiques d'origine volcanique (voir, par exemple, F. Karl, 1954; M.H. Battey, 1955). De même, la présence constante et l'abon-

dance des grains de leucoxène, dont certains avec un centre d'ilménite, ne s'explique que par l'origine directement ou indirectement volcanique de ces roches. Cette origine est d'ailleurs prouvée par l'existence de gneiss granulés à structures de lapilli conservées.

On peut essayer de rattacher les gneiss granulés à un groupe de roches magmatiques, par leur composition chimique. Le tableau 25 donne la composition moyenne de sept analyses chimiques de gneiss granulés dont les compositions sont assez homogènes (analyses 67, 68, 69, 70, 72, 73, 74 du tableau 24). Ces roches sont remarquables par leur forte teneur en fer, leur faible teneur en CaO, leur teneur relativement élevée en Na₂O, et leur teneur relativement faible en K₂O. Leur acidité varie peu autour de 64 % de SiO₂. Ces caractères distinguent nettement les gneiss granulés des porphyrites banales, dont la composition chimique est voisine de celle des andésites et des orthophyres, apparentés aux trachytes. Les seules roches magmatiques dont la composition chimique est assez proche de celle des gneiss granulés sont les albitophyres du Morvan, sur lesquels, malheureusement, on est peu renseigné

depuis le travail déjà ancien de A. Michel-Lévy (1908). Le tableau 25 donne trois analyses de ces albitophyres. L'analogie chimique entre les deux catégories de roches est mise en évidence sur le diagramme de Wager et Deer de la figure 59. Toutes les compositions tombent dans le domaine de la série calco-alcaline. Néanmoins, les gneiss granulés se distinguent des albitophyres par une teneur plus faible en Na_2O et en MgO et par une teneur plus forte en K_2O . Mais les analogies chimiques avec des roches magmatiques ne peuvent pas être poussées trop loin étant donné la nature plus complexe, remaniée, des matériaux dont dérivent les gneiss granulés.

TABLEAU 25
COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE
DES GNEISS GRANULÉS ET COMPOSITION
DES ALBITOPHYRES DU MORVAN

	a	I	II	III
SiO_2	64,00	68,40	61,10	63,50
Al_2O_3	15,45	14,05	17,70	15,90
Fe_2O_3	1,25	7,15	—	0,60
FeO	5,05	—	5,65	5,05
TiO_2	1,00	—	0,90	0,90
MnO	0,10	—	—	—
MgO	2,75	3,20	4,40	4,35
CaO	1,45	1,10	1,55	0,90
Na_2O	3,75	5,10	6,20	5,35
K_2O	2,00	1,70	0,50	0,70
P_2O_5	0,15	—	0,05	0,00
$\text{H}_2\text{O} +$	2,85	1,90	2,75	2,75
	99,80			

NOTA.

a : moyenne de 7 analyses de gneiss granulés du Canigou. —
I, II et III : composition des albitophyres du Morvan d'après
A. Michel-Lévy (1908).

On peut penser que les gneiss granulés dérivent du métamorphisme d'anciens tufs, comme en témoigne d'ailleurs l'existence de structure de lapilli. Les tufs à cristaux étaient prédominants (gneiss granulés proprement dits), mais il s'y ajoutait des tufs cinéritiques (leptynite aphanitique), et des tufs à lapilli. Cette interprétation convient également au mode de gisement de ces roches : lentilles interstratifiées dans les mica-chistes avec variations rapides de la puissance; une certaine hétérogénéité pétrographique; grande extension géographique; caractère progressif de leurs contacts

7 211088 6

avec les roches encaissantes. Mais ces tufs ont été plus ou moins remaniés après leur dépôt, avec mélange de sédiments épicaustiques, comme le prouve la présence de quartz clastique banal dans beaucoup de ces roches. Quand le remaniement est important, ceci retentit sur la composition chimique de la roche qui renferme alors une quantité anormalement élevée de quartz et

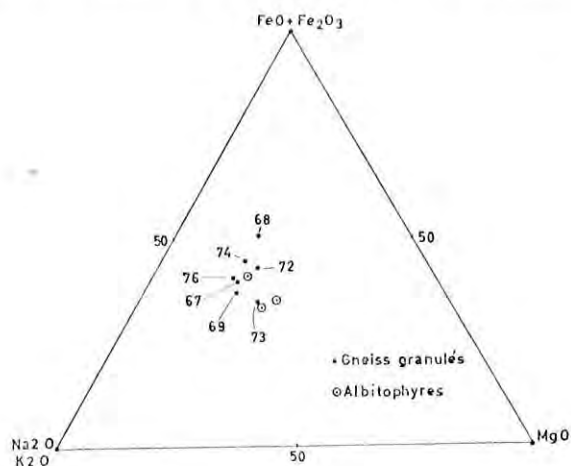


FIG. 59

Comparaison
de la composition chimique de quelques « gneiss granulés »
et d'albitophyres à l'aide du diagramme de Wagner et Defer

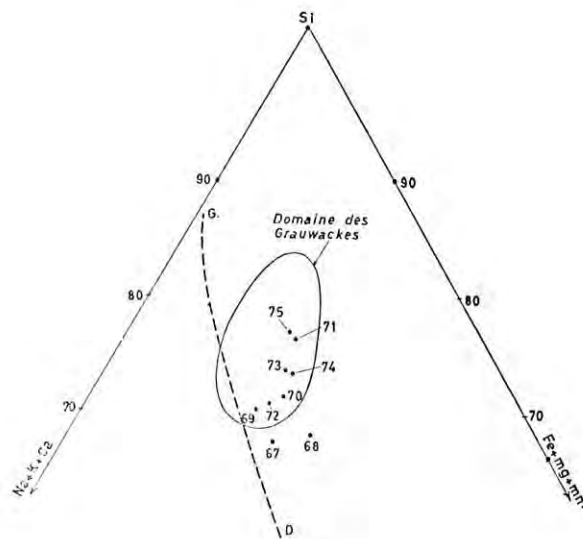


FIG. 60

Composition chimique des « gneiss granulés »
reportée sur le diagramme $\text{Si} - \text{Na} + \text{K} + \text{Ca} - \text{Fe} + \text{Mg}$
(cf. chap. VII, p. 197)

L'ensemble des analyses tombe dans le domaine des grauwackes.

9

de corindon normatif. C'est en particulier le cas des roches correspondant aux analyses 71, 74 et 75. Quant à la roche 77, il s'agit manifestement d'un tuf remanié à ciment calcaire. En somme, *la composition des tufs albitophyriques remaniés tend vers celle des grauwackes*. C'est ce que montre la figure 60, où, sur le diagramme $Si - (Na + K + Ca) - (Fe + Mg + Mn)$, on a délimité le domaine des grauwackes, en utilisant des analyses de la littérature (cf. F.J. Pettijohn, 1963). Tous les gneiss granulés tombent dans le domaine des grauwackes et la composition chimique de certaines de ces roches s'écarte assez largement de la limite qui sépare les orthogneiss des paragneiss sur le diagramme (cf. p. 197).

En conclusion, les gneiss granulés dérivent bien du métamorphisme de roches d'origine volcano-sédimentaire. Le passage souvent progressif des gneiss granulés aux micaschistes (micaschistes granulés), avec des récurrences et de brusques variations dans la densité de répartition des granules feldspathiques, leur étroite association à des bancs de marbres, sont des arguments en faveur d'un dépôt en milieu marin, à faible profondeur.

L'importance paléogéographique des gneiss granulés est considérable, car ces roches suggèrent l'ampleur des manifestations volcaniques du Cambrien, dans les Pyrénées orientales (G. Guitard et P. Laffitte, 1956).

II. LES PORPHYROÏDES

Nous considérons comme des « porphyroïdes » les roches gneissiques, leucocrates, qui renferment souvent d'anciens phénocristaux de quartz dihexaédrique, en gisement lenticulaire dans les micaschistes de la « série de Canaveilles ». Leur composition chimique est plus acide que celle des gneiss granulés.

Les porphyroïdes forment des lentilles peu puissantes (1 à 4 m), très discontinues. Il faut se garder de les confondre avec les filons de microgranite post-tectoniques mylonitiques qui sont injectés dans les micaschistes (par exemple filon écrasé de la route de Fillols à Taurinya).

Un premier groupe de porphyroïdes existe en Conflent, dans la région d'Olette, où il a été signalé par P. Cavet (1957) qui assimile justement ces roches aux « formations granulées » du Vallespir. Les principaux affleurements sont situés :

— sur la route d'Olette à Ayguetebia, entre la métairie de la Guicha et la maison cantonnière de Toussols;

— près du hameau de Tuevol, à l'ouest de Canaveilles, où les porphyroïdes affleurent au contact même des bancs de marbre, et renferment de grands feldspaths

œillés, souvent isolés, atteignant 3 centimètres de long (1).

Dans la région d'Olette, les porphyroïdes sont intercalés dans la partie supérieure de la série de Canaveilles, dans la zone de passage de l'épizone à la zone de la biotite, ou franchement dans la zone de la biotite.

Un second groupe est formé de roches apparentées aux porphyroïdes par leur composition chimique; ces roches se mêlent aux gneiss granulés du Vallespir sous forme de leptynites de grain très fin, hololeucocrates, et renfermant épisodiquement des petits yeux feldspathiques.

Enfin, on rencontre des porphyroïdes moins caractéristiques, à la base de la « série de Canaveilles » sur le versant nord du Canigou (région de Clara et d'Estoher), ainsi que sur le versant sud du massif du Roc de France.

Nous donnerons d'abord une description pétrographique sommaire des porphyroïdes de la région d'Olette qui ont bien conservé leurs phénocristaux (ou porphyroclastes) de quartz et de feldspath, dont les plus gros tendent vers une morphologie œillée, au sein d'une mésostase riche en phyllites où subsistent des structures volcano-sédimentaires.

(1) Cette particularité existe également dans un porphyroïde du Cambrien de l'Ardenne connu sous le nom de porphyroïde du ravin de Mairus (in Gosselet).

1. Les anciens phénocristaux.

— LES ANCIENS PHÉNOCRISTAUX DE QUARTZ forment des plages homogènes, généralement œillées par étirement, mais aussi des plages de contour hexagonal ou losangique, qui sont des sections de quartz dihexaédrique bien reconnaissables (fig. 2, pl. 2). En bordure des plages on voit encore des golfes dits de « corrosion », en forme de « doigt de gant » (fig. 61) ou sous la forme d'une plage circulaire remplie de mésostase au sein de la plage de quartz, quand le plan de coupe est perpendiculaire à l'allongement de la cavité. Ces anciens cristaux sont souvent brisés, morcelés et leurs fragments sont cimentés par du quartz de granulation;

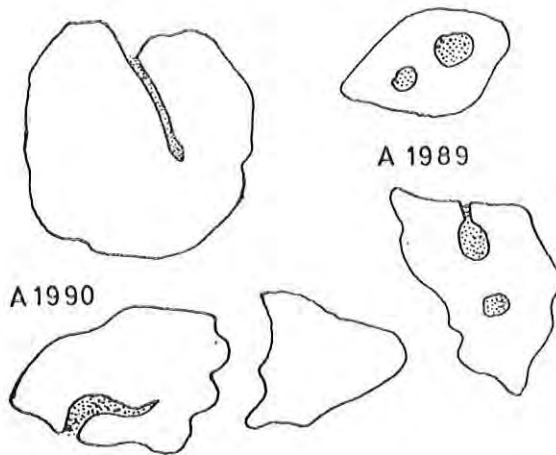


FIG. 61

Divers exemples de cristaux de quartz
présentant des « golfes de corrosion »
dans les porphyroïdes de la région d'Olette

— LES ANCIENS PHÉNOCRISTAUX FELDSPATHIQUES. Ils sont constitués par un plagioclase acide ou par de l'albite en échiquier, plus rarement par du feldspath potassique.

Les plus nombreux sont des cristaux de plagioclase acide dont la composition varie de 3 à 6 % An avec $2V = +76^\circ$ à $+80^\circ$. C'est de l'albite non zonée mais toujours un peu séricitisée, qui renferme parfois des taches d'antiperthite sous forme de microcline quadrillé. Les macles polysynthétiques sont fréquentes, en général suivant la loi de l'albite, et quelquefois suivant la macle du péricline. Les lamelles maclées sont souvent interrompues. Les macles de Carlsbad et de l'albite Carlsbad ne sont pas rares.

L'ALBITE EN ÉCHIQUIER est toujours en plages bien séparées des précédentes (fig. 3, pl. 2); elle dérive pro-

bablement de l'albitisation du feldspath potassique (cf chap. VI, p. 162).

Certains yeux feldspathiques sont formés par l'accolement, de façon quelconque, de plusieurs plages de feldspath; enfin, les anciens feldspaths sont souvent très déformés : torsion des macles, rupture et morcellement des plages. Quelquefois, il existe d'anciens phénocristaux de minéraux ferro-magnésiens entièrement transformés en chlorite ou en chlorite et carbonate, ou conservés sous forme de grandes plages de biotite.

2. La mésostase.

Comme dans les gneiss granulés, elle est formée de parties quartzo-feldspathiques et de parties phylliteuses bien distinctes, formant des lentilles plus ou moins aplaties, dont la proportion et les relations réciproques sont assez variables d'une lame à l'autre (fig. 4, pl. 2). En particulier, les lentilles quartzo-feldspathiques felsitiques, éparses au sein d'une mésostase très riche en phyllites, évoquant des structures de lapilli dans des tufs ou des fragments dévitrifiés et recristallisés mêlés à des porphyroclastes, sont mélangées à des matériaux épicycliques d'origine pélitique.

Parmi les phyllites, la *muscovite* (0,1-0,3 mm) est de beaucoup la plus fréquente. Puis vient la *chlorite* qui tend à être rassemblée dans les lentilles indépendantes et dont il existe deux variétés : l'une vert pâle, peu polychroïque, de biréfringence très faible est la plus abondante; l'autre est une pennine dispersive d'origine secondaire. Enfin la *biotite* est plus ou moins abondante suivant la position des affleurements dans la série métamorphique. Sur la route d'Ayguetebia, les lamelles plutôt rares, sont faiblement polychroïques avec $ng =$ jaune brun pâle et $np =$ jaune très pâle. A Tuevol, c'est de la biotite brune, parfois en grandes lamelles, toujours abondante. Dans les lentilles phylliteuses sont concentrés les minéraux accessoires : ilménite, leucoxène, apatite, allanite et surtout *zircon*, ces derniers remarquables par leur abondance et par leur dimension (0,5 mm), assez exceptionnelle.

Les lentilles quartzo-feldspathiques sont souvent formées d'un fin agrégat quasi felsitique où abonde un feldspath généralement limpide, non maclé, qui est probablement de l'albite. Quelquefois, il existe du microcline à extinction moirée, il s'y ajoute quelques micas. D'autres lentilles quartzo-feldspathiques sont surtout formées par du quartz banal, granoblastique.

Les porphyroïdes du versant nord du Canigou sont tout aussi remarquables. Au microscope, on distingue nettement, en dépit d'une déformation très intense qui a

complètement gneissifié les roches et d'un métamorphisme déjà fort :

a. *Les anciens phénocristaux* (fig. 5, pl. 2) qui sont bien conservés et se détachent sur le fond granoblastique :

— le quartz, extrêmement étiré, en longs fuseaux, est presque complètement granulé;

— le plagioclase, peu séricitique, que caractérisent des macles complexes et des taches d'antiperthite sous forme de microcline quadrillé. C'est de l'albite avec $n'p\Delta$ (010) = -14° à 16° dans les sections perpendiculaires à [100];

— le feldspath potassique est à la fois maclé Carlsbad et quadrillé; il est plus ou moins perthitique et renferme souvent des plages d'albite en échiquier.

b. *La mésostase*, formée d'un agrégat granoblastique de quartz, de microcline quadrillé et d'albite, avec un peu de biotite. Cette dernière forme souvent des petits paquets de lamelles enchevêtrées aplatis dans la schistosité qui rappellent des structures analogues de la biotite dans les métarhyolites décrites par C. Durell (1940). Les minéraux accessoires sont zircon, apatite et minéraux opaques. Une analyse chimique de ces roches est donnée dans le tableau 26 (analyse 112).

3. Composition chimique et origine des porphyroïdes.

La composition chimique de 5 porphyroïdes de la région est donnée dans le tableau 26 (analyses 76, 78, 79, 80 et 112). Les provenances des échantillons sont les suivantes :

76, porphyroïde à grand feldspath ocellé, Tuevol, ouest d'Olette. — **78**, leptynite aphanitique blanche associée aux gneiss granulés, l'Avallénosa, près de Prats-de-Mollo. — **79**, *idem.* — **76** et **80**, porphyroïde route d'Olette à Ayguetebia. — **112**, porphyroïde entre Clara et les gorges de Liech. — **115**, gneiss leptynitique hololeucrate, Bonabosc près Arles-sur-Tech. — **108**, gneiss leptynitique ocellé, pic de Cambras d'Azé.

Les caractères pétrographiques et la composition chimique permettent d'interpréter ces roches comme représentant d'anciens tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés. Les analyses chimiques 76 et 79 pourraient correspondre à celles de rhyolites-dellenites ou de tufs rhyolitiques d'origine purement pyroclastique mais la teneur en K_2O est faible. Les analyses 78 et 80 sont particulièrement remarquables par leurs faibles teneurs en alcalins qui ne sont pas celles des roches volcaniques acides. Dans les rhyolites en effet, la teneur en alcalin est en moyenne de 8 % avec une déviation

standard de 1,56 %, selon une statistique de 273 rhyolites réunies par M. H. Battey (1955). Nous donnons également à titre de comparaison les analyses moyennes de rhyolites calco-alcalines, de rhyolite alcaline et de dellenite selon S. R. Nockolds (1954) dans le tableau 27. La figure 63 montre que les porphyroïdes considérés ont généralement une teneur en poids en alcalins totaux inférieurs à 6,5 %.

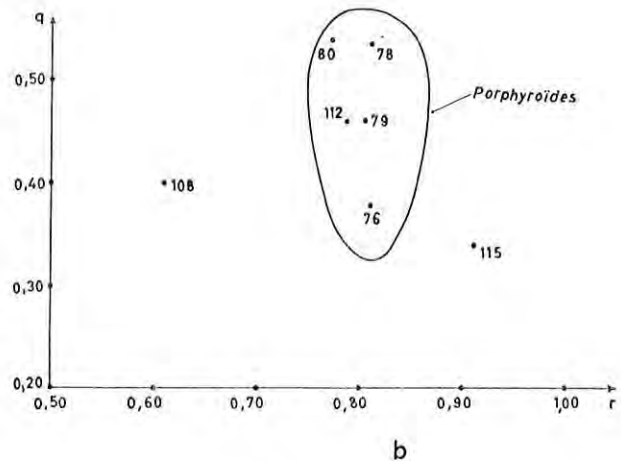
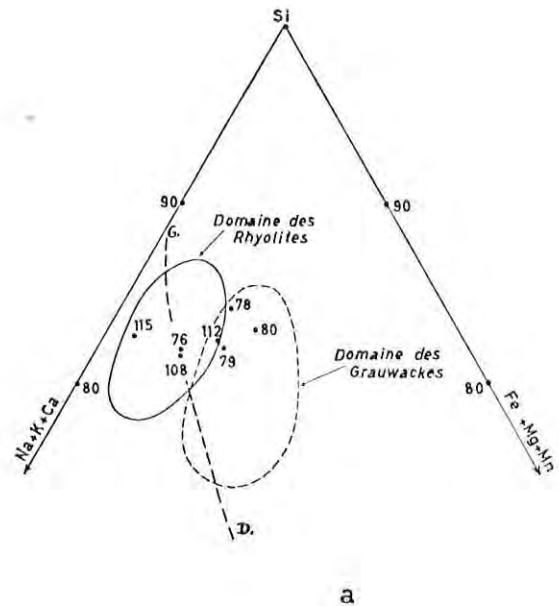


FIG. 62

Distinction entre les paragneiss et les orthogneiss basée sur la composition chimique, dans les gneiss acides leucocrates et les porphyroïdes de l'enveloppe paléozoïque.

a, report sur le diagramme Si — Na + K + Ca — Fe + Mg (cf. chapitre VII, p. 197); b, report sur le diagramme q-r (paramètres de Lacroix).

TABLEAU 26. — COMPOSITION CHIMIQUE DES PORPHYROÏDES
ET DES GNEISS LEPTYNITIQUES LEUCOCRATES

	76	78	79	80	108	112	115
SiO ₂	68,10	72,00	73,05	73,00	70,90	73,00	74,40
Al ₂ O ₃	16,60	12,30	12,50	14,20	14,30	14,30	14,10
Fe ₂ O ₃	0,50	1,65	3,20	2,05	2,15	1,75	0,00
FeO.....	2,90	2,90	1,95	1,45	0,80	1,80	1,50
TiO ₂	0,50	0,70	0,25	0,30	0,45	0,15	0,00
MnO.....	0,20	0,05	0,05	0,00	0,05	0,00	0,05
MgO.....	0,40	1,70	0,90	1,20	0,75	1,50	0,00
CaO.....	1,30	1,00	1,30	1,40	2,90	1,25	0,95
Na ₂ O.....	3,10	2,40	3,55	2,30	1,75	2,90	4,30
K ₂ O.....	3,55	2,30	2,10	2,45	4,50	2,80	3,90
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,15	0,30	0,20	0,10	0,30
H ₂ O +	1,30	2,95	1,40	1,20	0,70	0,60	0,75
H ₂ O —	0,10	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00
	99,50	100,10	100,40	99,95	99,55	100,15	100,25
Si.....	65,90	70,55	69,95	70,30	68,20	69,10	69,65
Al.....	18,90	14,20	14,10	16,10	16,20	15,95	15,50
Fe ^{III}	0,35	1,20	2,30	1,50	1,55	1,25	0,00
Fe ^{II}	2,35	2,35	1,55	1,15	0,65	1,40	1,15
Ti.....	0,35	0,50	0,15	0,20	0,30	0,10	0,00
Mn.....	0,15	0,05	0,05	0,00	0,05	0,00	0,05
Mg.....	0,60	2,50	1,30	1,75	1,10	2,15	0,00
Ca.....	1,35	1,05	1,33	1,45	3,00	1,25	0,95
Na.....	5,80	4,55	6,55	4,30	3,25	5,30	7,80
K.....	4,15	2,85	2,55	3,00	5,50	3,40	4,65
P.....	0,10	0,10	0,10	0,25	0,15	0,10	0,25
<i>si</i>	343	392	386	401	363	376	431
<i>al</i>	49,2	39,4	38,8	45,9	43,0	43,4	48,1
<i>fm</i>	17,9	34,1	28,6	25,0	17,7	26,1	7,44
<i>c</i>	7,01	5,84	7,35	8,24	15,9	6,90	5,90
<i>alc</i>	25,9	20,6	25,2	20,8	23,4	23,7	38,6
<i>ti</i>	1,88	2,86	0,99	1,23	1,72	0,57	0,00
<i>p</i>	0,31	0,34	0,33	0,69	0,43	0,21	0,73
<i>k</i>	0,41	0,38	0,28	0,41	0,62	0,38	0,37
<i>mg</i>	0,16	0,40	0,24	0,39	0,32	0,44	0,00

TABLEAU 26. — COMPOSITION CHIMIQUE DES PORPHYROÏDES
ET DES GNEISS LEPTYNITIQUES LEUCOCRATES (*suite*)

	76	78	79	80	108	112	115
Quartz.....	32,25	43,60	40,35	46,00	36,65	40,00	31,95
Orthose.....	19,80	13,60	12,40	14,50	26,60	16,55	23,05
Albite.....	26,20	20,25	30,00	20,45	14,80	24,50	36,20
Anorthite.....	5,55	4,05	5,55	5,15	13,20	5,60	2,95
Hypersthène.....	5,45	7,15	2,85	3,45	1,85	5,35	2,81
Corindon.....	5,80	4,35	2,35	5,85	1,70	4,40	1,70
Magnétite.....	0,70	2,40	4,65	2,95	1,45	2,50	—
Hématite.....	—	—	—	—	1,15	—	—
Ilménite.....	0,95	1,30	0,45	0,55	0,85	0,25	—
Apatite.....	0,30	0,30	0,30	0,65	0,45	0,20	0,65
p.....	0,863	0,840	0,893	0,863	0,925	0,871	0,948
q.....	0,385	0,535	0,457	0,540	0,402	0,462	0,339
r.....	0,810	0,811	0,799	0,772	0,615	0,791	0,913
s.....	0,416	0,387	0,280	0,413	0,629	0,389	0,374
h.....	0,766	0,658	0,358	0,495	0,352	0,656	0,000
k.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
l.....	0,941	0,963	0,940	0,888	0,876	0,967	0,767
m.....	0,199	0,513	0,454	0,598	0,628	0,600	0,000

De plus, les porphyroïdes de la région sont caractérisés par une assez forte teneur en ferro-magnésiens. Par rapport aux rhyolites et aux dellénites, ces roches renferment beaucoup d'hypersthène et de corindon normatifs. De même la teneur en quartz normatif est très forte dans les analyses 78 et 80 qui sont aussi les plus pauvres en alcalins (faibles teneurs en feldspaths normatifs). *Ces caractères rapprochent les porphyroïdes considérés des arkoses ou des subgrauwakes.* C'est également ce que montre la position des analyses sur le diagramme Si — (Na + K + Ca) — (Fe + Mg + Mn) de la figure 62a, où l'on a délimité un domaine des rhyolites en reportant la composition de 20 rhyolites cambriennes ou précambriennes. L'analyse 76 tombe franchement dans le domaine des rhyolites et pourrait bien correspondre à celle d'une rhyolite ou d'un tuf rhyolitique fort peu remanié. Les analyses 78, 79 et 112 tombent grosso modo à la limite des domaines des rhyolites et des grauwakes. Enfin l'analyse 80 tombe franchement à l'extérieur du domaine des rhyolites, dans celui des grauwakes. Ces particularités chimiques

des porphyroïdes étudiés sont bien expliquées si l'on admet qu'il s'agit de tufs remaniés, comme cela est fréquent dans les dépôts subaquatiques, avec mélange de matériaux pyroclastiques et épyclastiques, ces derniers pélimitiques et gréseux.

La figure 62b montre l'enrichissement relatif des porphyroïdes en quartz normatif, exprimé par la valeur du paramètre *q* de Lacroix, en fonction du paramètre *r* qui varie peu dans ce groupe de roches; ceci exprime nettement le remaniement des tufs acides et leur mélange à du quartz d'origine épyclastique.

D'une manière générale les porphyroïdes sont considérés comme dérivant d'anciennes coulées rhyolitiques, ou d'anciennes ignimbrites, ou d'anciens tufs acides ou d'anciens microgranites. Il semble que ce soit effectivement le cas pour de nombreux affleurements de porphyroïdes du Massif Central français, comme par exemple le porphyroïde de Requista (P. Collomb, 1957) ou le porphyroïde de Genis (J. de Lapparent, 1909). D'autres porphyroïdes de cette région présentent, au

TABLEAU 27
COMPOSITION MOYENNE
DES RHYOLITES ET DES DELLENITES
(S. R. Nockolds, 1954)

	a	b	c
SiO ₂	73,65	74,55	70,15
Al ₂ O ₃	13,45	12,60	14,40
Fe ₂ O ₃	1,25	1,30	1,70
FeO	0,75	1,00	1,55
TiO ₂	0,20	0,15	0,40
MnO	0,05	0,05	0,05
MgO	0,30	0,10	0,65
CaO	1,15	0,60	2,15
Na ₂ O	3,00	4,15	3,65
K ₂ O	5,35	4,75	4,50
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,10
H ₂ O +	0,80	0,65	0,70
	100,00	99,95	100,00
Quartz	33,2	31,1	26,1
Orthose	31,7	27,8	26,7
Albite	25,1	35,1	30,7
Anorthite	5,0	2,0	9,5
Corindon	0,9	—	—
CaSiO ₃	—	0,1	0,2
MgSiO ₃	0,8	0,3	1,6
FeSiO ₃	—	0,6	0,8
Magnétite	1,9	1,9	2,5
Ilménite	0,5	0,3	0,8
Apatite	0,2	0,2	0,3

a : rhyolites calco-alkalines (22 analyses). — b : rhyolites alcalines (21 analyses). — c : dellénite (58 analyses).

contraire, les caractères chimiques de roches volcaniques remaniées, ce qui les rapproche des arkoses : c'est à notre avis le cas du porphyroïde des Buis (M. Chenevoy, 1958), dont on pourra comparer l'analyse avec celle d'un tuf acide remanié *in* C. Durell (1940) [voir tableau 28].

En conclusion, les porphyroïdes de cette région, comme les gneiss granulés, sont essentiellement des roches d'origine volcano-sédimentaire.

TABLEAU 28
COMPOSITION DE QUELQUES PORPHYROÏDES
DU MASSIF CENTRAL D'ORIGINES DIVERSES

	1	2	3	a
SiO ₂	74,50	75,60	77,30	77,65
Al ₂ O ₃	14,90	13,20	10,00	10,20
Fe ₂ O ₃	0,05	—	2,10	0,95
FeO	0,85	1,30	2,65	1,85
TiO ₂	0,45	—	0,35	0,35
MnO	0,05	—	—	—
MgO	0,15	0,60	0,85	2,05
CaO	0,05	0,60	0,25	0,90
Na ₂ O	1,10	2,50	0,30	1,15
K ₂ O	6,90	5,40	3,20	3,30
P ₂ O ₅	tr	—	0,10	—
H ₂ O +	1,25	1,00	1,90	1,20
H ₂ O —	0,35	—	0,60	0,40
	100,60	100,20	99,60	100,00

1 : porphyroïde de Requista (P. Collomb, 1957). — 2 : porphyroïde de Genis (J. de Lapparent, 1909). — 3 : porphyroïde des Buis (M. Chenevoy, 1959). — a : tuf remanié métamorphique (C. Durell, 1940) pour comparaison avec 3.

III. GNEISS LEPTYNITIQUES LEUCOCRATES

Divers affleurements de gneiss leptynitiques leucocrates existent à la base de la série de Canaveilles près du contact avec les gneiss œillés du Canigou, et il n'est pas toujours facile de séparer ces derniers des roches qui nous occupent. En effet, des gneiss leptynitiques leucocrates existent aussi parmi les gneiss G_1 du Canigou (cf. chap. VI) et ces gneiss peuvent être engagés dans la base du Paléozoïque sous forme de lames correspondant à des plis couchés très aplatis, simulant des intercalations de nature stratigraphique. Néanmoins, on peut penser que dans certains cas, les gneiss leptynitiques sont bien des formations autochtones. Ces formations sont d'ailleurs peu importantes dans l'enveloppe paléozoïque.

La lame gneissique très redressée, en plein Paléozoïque inférieur, qui affleure entre Amélie-les-Bains et Arles-sur-Tech (gneiss de Bonabosc) appartient probablement à ce groupe de formations. Les gneiss de Bonabosc sont très affectés par la tectonique cassante, et leur signification structurale n'est pas simple à débrouiller. On pourrait penser qu'il s'agit d'une écaille de gneiss G_1 introduite en coin dans l'enveloppe paléozoïque peu métamorphique. En réalité, l'examen détaillé des contacts montre que ces gneiss étaient interstratifiés dans des micaschistes à andalousite, et que l'ensemble gneiss-micaschiste s'est trouvé écaillé dans l'enveloppe (voir carte au 1/50.000).

Au microscope, le gneiss de Bonabosc possède une texture et une paragenèse très homogène. Il renferme une association granoblastique de grain moyen, formée d'albite limpide ou un peu séricitique ($n'p \Delta (010) = -14^\circ - 15^\circ$ dans les sections perpendiculaires à np), de microcline quadrillé perthitique, de muscovite, et de quartz groupé en lentilles très étirées. Il existe quelques plages un peu plus grandes d'albite en échiquier dérivant probablement du remplacement d'un feldspath potassique (fig. 6, pl. 2). Une analyse chimique de ce gneiss est donnée dans le tableau 26 (analyse 115). L'apatite est le principal minéral accessoire.

Une lentille gneissique très comparable au gneiss de Bonabosc, affleure au voisinage immédiat du village d'Escarro, sur le versant nord du massif de la Carança.

Sur le versant nord du pic de Cambras d'Azé affleurent plusieurs lentilles de gneiss leptynitiques leucocrates généralement œillées (fig. 70a), dont l'épaisseur maximale ne dépasse guère 10 mètres.

Au microscope, ces gneiss, parfois finement rubanés, renferment d'anciens phénocristaux de microcline perthitique parfois albitisé, maclé Carlsbad et quadrillé, ainsi que des amygdales de quartz dont certaines pourraient être d'anciens phénocristaux complètement granulés. La mésostase granoblastique renferme du quartz, de l'albite ($np' \Delta (010) = -16^\circ$ dans les sections perpendiculaires à np), du microcline, de la muscovite abondante, de la biotite. Les minéraux accessoires sont : épidote, leucoxène, assez abondants, apatite et zircons, ces derniers de grandes dimensions (0,2 mm). Une analyse chimique de ces roches est donnée dans le tableau 26 (analyse 108).

Les gneiss leptynitiques leucocrates possèdent probablement une double origine; certains correspondent au métamorphisme d'anciennes roches éruptives et sont alors de véritables orthogneiss. C'est certainement le cas du gneiss de Bonabosc correspondant à l'analyse 115, qui tombe dans le domaine des orthogneiss acides sur le diagramme de la figure 62a et dont la composition et la structure pourraient dériver de celle d'un *granite hololeucocrate sodique* par exemple. La roche correspondant à l'analyse 108, dont la composition tombe dans le domaine des rhyolites, pourrait être aussi un orthogneiss. Il faut remarquer cependant que sa composition, bien que tombant à côté du point figuratif de la composition de la roche 76 sur le diagramme de la figure 62a, s'en distingue par une teneur en CaO beaucoup plus forte, en particulier 13 % d'anorthite normatif. Ceci rapproche sa composition de celle des dellénites (cf. tabl. 27). Mais la teneur en Na_2O est trop faible (14,80 d'albite normatif), de même celle en alcalins totaux ($Na_2O + K_2O = 6,5\%$). cf. figure 63. C'est pourquoi on peut penser que la roche 108 est un paragneiss dont la composition pourrait être celle d'une *arkose* formée par remaniement des roches feldspathiques du socle sous-jacent, que représentent les gneiss G_1 type Carança (cf. chap. VI). On pourra comparer à la composition de la roche 108, les analyses d'arkoses du tableau 49 (chap. VII).

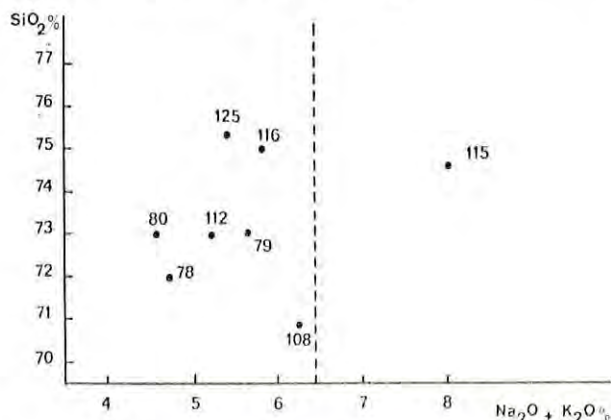


FIG. 63

Comparaison entre la teneur en alcalin (pourcentage en poids) dans les paragneiss et dans les orthogneiss acides ($SiO_2 > 70\%$ en poids).

Tous les porphyroïdes étudiés ont une composition qui tombe à gauche de la ligne en pointillé dans le domaine des arkoses ou des tufs acides remaniés pauvres en alcalins. Il en est de même des gneiss leucocrates de l'enveloppe correspondant aux analyses 108 et 112. Par contre, l'analyse 115 est celle d'un orthogneiss leucocrate. On a reporté sur la figure les points correspondant aux gneiss G_1 , 116 et 125 (cf. ci-dessous) qui dérivent du métamorphisme de matériaux arkosiques.

CHAPITRE VI

Description de la formation des gneiss œillés du Canigou et de la Carança

I. DISPOSITION GÉOLOGIQUE GÉNÉRALE DE LA FORMATION ET DESCRIPTION DES PRINCIPAUX ENSEMBLES SUR LE TERRAIN

Les gneiss du Canigou et de la Carança — nous dirons simplement par la suite gneiss du Canigou — constituent une formation complexe où dominent largement des gneiss, et particulièrement des gneiss œillés. Ils forment la majorité des affleurements dans la région étudiée, se développant essentiellement entre la Têt et le Tech sur environ 500 kilomètres carrés et donnent leur physionomie aux grands massifs montagneux du Canigou et de la Carança. Rappelons que la disposition stratiforme de cette formation, évidente dans le Canigou, ne se retrouve pas dans le massif de la Carança. Dans la description qui va suivre, *on ne tiendra pas compte de l'existence de répétitions tectoniques sous forme de grands plis couchés aplatis ou d'écailles tangentielles*. Cette très importante question, qui sera discutée au chapitre de la tectonique, n'influe d'ailleurs pas sur le problème de la nature et de l'origine des gneiss du Canigou qui sera abordé dans le chapitre VII.

1. Puissance de la formation.

Dans le Canigou, la puissance des gneiss stratiformes peut être évaluée de façon assez satisfaisante.

Sur le versant nord, la puissance de la coupe nord-sud, gorges du Llech-roc Mousquit (fig. 64) est de 2.000 à

2.200 mètres, sans tenir compte de l'existence des « gneiss de la Coume » (fig. 64) au nord de cette coupe, car il faut considérer la complexité tectonique de ce versant.

Sur le versant est, une excellente coupe est-ouest est celle du vallon de Velmanya qui recoupe la formation sur une épaisseur de 1.200 mètres environ (fig. 65).

Sur le versant sud, une coupe nord-sud entre Saint-Sauveur au Sud et Vernet-les-Bains au Nord, donne une épaisseur d'environ 3.000 mètres pour l'ensemble des gneiss du Canigou (fig. 3a'). Les coupes intermédiaires entre 3a' et 3a montrent des épaisseurs de l'ordre de 2.000 mètres (fig. 66). Dans ces coupes il faut tenir compte de l'existence du septum de micaschiste de Leca (cf. ci-dessous, p. 142), qui représente en fait le plancher des gneiss stratiformes du Canigou, car il correspond aux micaschistes de Balatg remontés simplement par faille (faille nord Vallespir : fig. 66).

Il existe donc une réduction considérable de la puissance des gneiss stratiformes de l'Ouest vers l'Est. Cette réduction peut être encore plus marquée que ne le suggèrent les chiffres avancés ci-dessus, si l'on tient compte de l'amincissement très important des gneiss stratiformes à l'Est, dans la vallée du Riuferrer, aux environs de Leca (cf. carte), que les failles qui accidentent le secteur n'expliquent pas de façon entièrement satisfaisante. En effet, les micaschistes de Balatg apparaissant en

fenêtre dans le « septum de Leca », ne sont séparés des micaschistes de la couverture que par une épaisseur de 500 mètres de gneiss. L'amincissement progressif des gneiss vers l'Est est encore plus marqué dans les gneiss stratiformes du massif du Roc-de-France, homologues des gneiss du Canigou (cf. chap. IX).

Dans le massif de la Carança, la puissance des assises gneissiques mises à jour est considérable. Sur le versant sud du massif, dont l'interprétation tectonique est plus simple que celle du versant nord, la puissance est de 2.500 mètres (fig. 3b) au droit de la vallée de la Carança. Ces gneiss sont probablement stratiformes comme dans le Canigou, mais l'érosion n'a pas atteint le plancher de la formation, comme cela sera discuté par la suite. La puissance des gneiss est donc grande à l'Ouest.

Il s'agit donc d'une formation gneissique qui paraît

être solidaire d'un vaste système régional, puisque les gneiss œillés analogues à ceux des massifs du Canigou et de la Carança, se retrouvent sensiblement à la base du Paléozoïque, dans toute la zone axiale des Pyrénées entre l'Ariège et la Méditerranée, contribuant à former l'ossature de tous les massifs gneissiques de cette région (G. Guitard, 1958b). On en verra l'explication dans la suite de cette étude. Dans le massif du Canigou, la formation des gneiss œillés présente une *disposition stratiforme* évidente, que l'on retrouve également dans le massif du Roc-de-France, à l'Est.

2. Constitution lithologique d'ensemble.

Sur la première édition de la carte géologique de Prades (257) au 1/80.000 (O. Mengel et L. Bertrand, 1925), les gneiss du Canigou et de la Carança sont

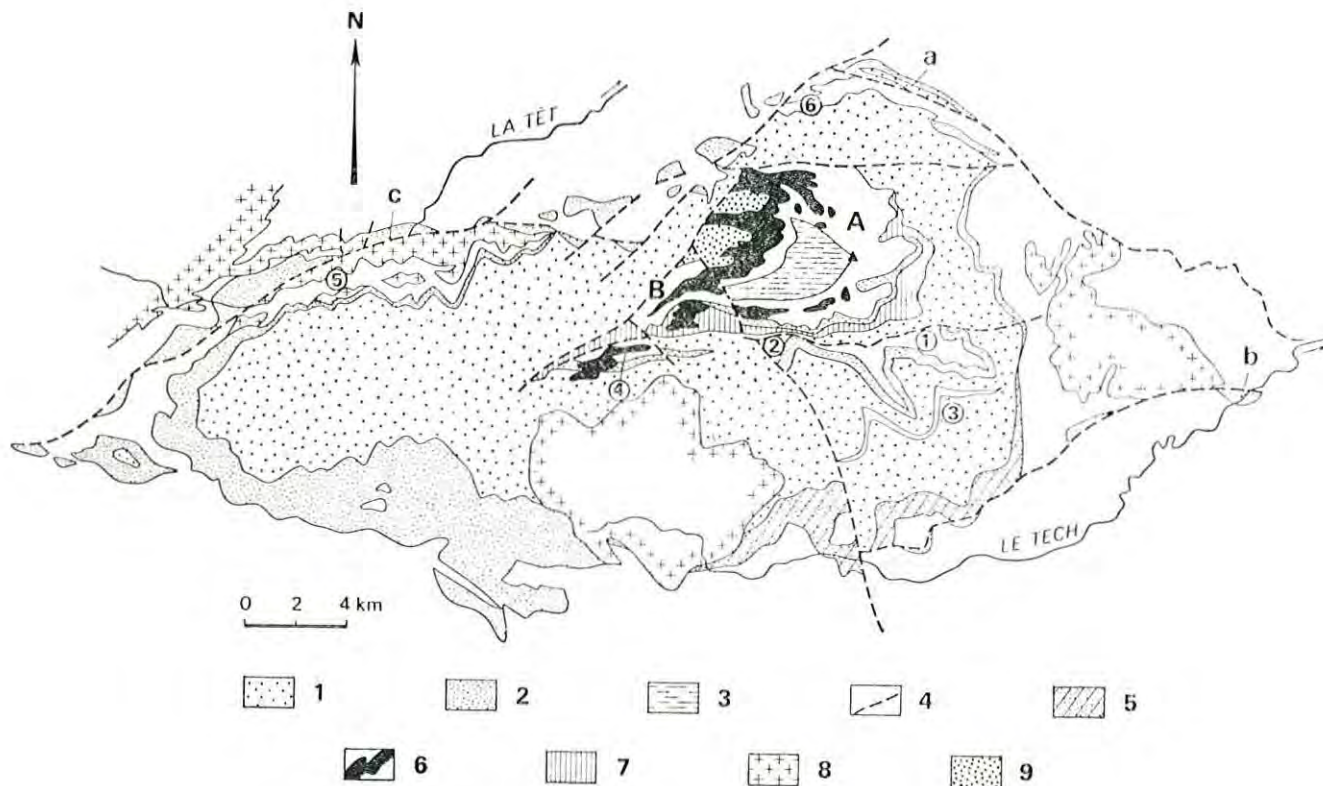


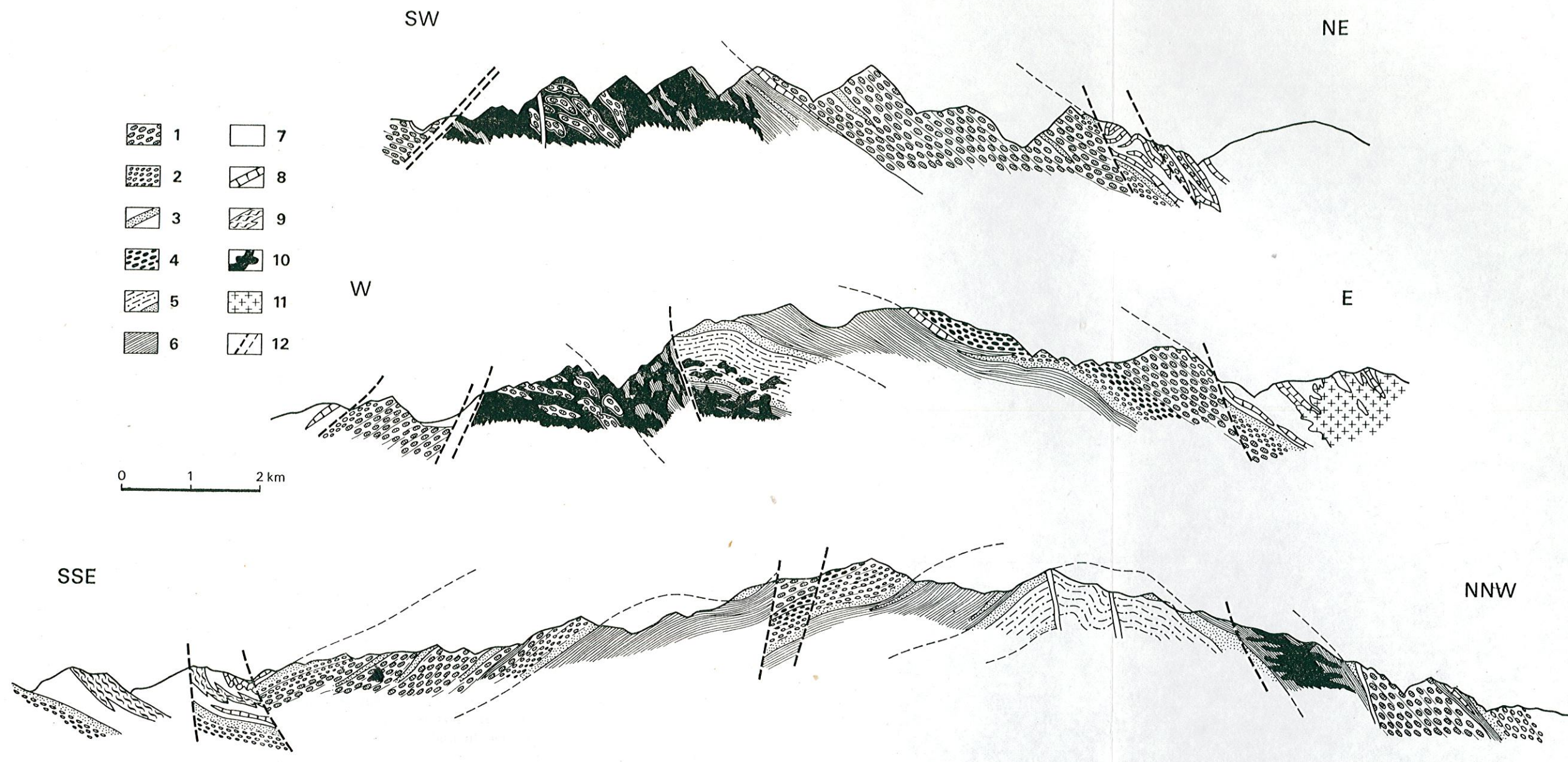
FIG. 67

Répartition des divers groupes de gneiss non pélitiques distingués dans les massifs du Canigou et de la Carança ainsi que des septa de micaschistes intercalés dans les gneiss. (Cf. carte au 1/50 000)

- A**, fenêtre de Balatg à l'Est de la faille de Marillales; **B**, *idem* à l'Ouest (synclinal de Py); **a**, gneiss de la Coume; **b**, gneiss de Bonabosc; **c**, gneiss de Fontpédrouse.
- 1**, septum de Leca; **2**, septum à l'Ouest du Pic des Sept-Hommes; **3**, septum de Saint-Guillem; **4**, septum de Moscallo; **5**, septum (= synclinal) de Thuès-Fontpédrouse; **6**, septum du Roc Mousquit (Ces chiffres sont entourés d'un rond.)
- 1**, gneiss G₂; **2**, gneiss G₁ type Carança; **3**, gneiss Casemi; **4**, failles principales; **5**, gneiss G₁, type de la Preste; **6**, granite profond du Canigou; **7**, gneiss G₃; **8**, granitoïdes « circonscrits »; **9**, gneiss du Cadi.

, puisque les
 du Canigou
 ent à la base
 des Pyrénées
 ant à former
 e cette région
 ation dans la
 nigou, la for-
 position strati-
 nent dans le

le.
 éologique de
 L. Bertrand,
 Carança sont



Coupes à travers les gneiss du Canigou (la position des coupes est indiquée sur la figure 137)

FIG. 64

Coupe sur le versant nord du Canigou entre Vernet-les-Bains et Ballestavy, orientée N 68° E

FIG. 65

Coupe sur le versant est du Canigou entre Vernet-les-Bains et Batère orientée N 103 °E

FIG. 66

Coupe sur les versants nord et sud du Canigou entre Fillols et le Tech, orientée N 153 °E

Légende : 1, gneiss œillés G 2; 2, gneiss œillés G 1; 3, gneiss leptynitiques et leptynites; 4, gneiss œillés G 3; 5, gneiss de Casemi; 6, micaschistes de Balatg; 7, micaschistes de la « série de Canaveilles »; 8, marbres; 9, gneiss granulés; 10, granite profond du Canigou; 11, granitoïdes circonscrits; 12, failles et mylonites.

sa
 aboc; c, gneiss
 m (= synclinal)
 nd du Canigou;

indiqués comme une suite monotone de « gneiss glanduleux ». En réalité, la cartographie détaillée de cette formation révèle l'existence de divers groupes de gneiss à lithologie souvent distincte, bien que nuancée, ainsi que celle de roches non gneissiques. La meilleure étude de détail des gneiss du Canigou peut être faite sur les versants sud et oriental du Canigou. Une série de coupes (fig. 3a et a', 65 et 66) font ressortir la superposition suivante, dans la formation considérée :

- à la partie supérieure, le groupe des gneiss G_1 ;
- au centre, celui des gneiss G_2 ;
- à la base, le groupe des gneiss G_3 et, à nouveau, celui des gneiss G_1 .

Ces divers groupes donnent à petite échelle l'impression d'être concordants entre eux (cf. fig. 67); à l'échelle de la carte au 1/50.000, on se rend mieux compte de leur allure d'ensemble plus ou moins lenticulaire. Dans chacun de ces groupes, il existe divers types pétrographiques de gneiss : les gneiss œillés dominent largement mais on peut y rencontrer aussi des gneiss homogènes, des gneiss leptynitiques, des gneiss rubanés, des leptynites. Enfin, il convient de souligner le passage généralement progressif des gneiss G_1 et G_3 aux gneiss G_2 .

3. Groupe des gneiss G_1 .

Ces gneiss sont très clairs et montrent une certaine hétérogénéité dans le détail, provoquée par la fréquence des intercalations de gneiss homogènes ou leptynitiques et, parfois, de gneiss rubanés. *Les gneiss G_1 séparent, d'une façon continue, les gneiss G_2 de l'enveloppe paléozoïque.*

On peut distinguer deux types (fig. 67) :

- les gneiss type La Preste, les plus caractéristiques (gneiss de La Preste);
- les gneiss type Carança.

a. LES GNEISS TYPE LA PRESTE.

Ils forment en Vallespir le toit de la formation des gneiss du Canigou. A l'affleurement, ces gneiss ont une allure massive et homogène, et offrent la particularité de renfermer souvent des *petits nodules de quartz*, désignés comme « quartz I » dans la suite de l'étude, qui représentent *d'anciens phénocristaux d'origine magmatique*.

Les gneiss de La Preste forment en grand un ensemble typiquement lenticulaire. Ils débutent, en effet, immédiatement à l'ouest de La Preste avec une puissance maxima de 1.000 mètres, au droit de cette localité. Vers l'Ouest, la formation est tranchée par le granite de Costabonne et disparaît de ce fait. Vers l'Est, elle se

suit, sans interruption, jusque dans les environs de Leca sur une distance totale de 15 kilomètres, mais elle s'amincit graduellement et finit par disparaître. En quelques endroits de la bordure des gneiss du Canigou, on rencontre encore quelques lentilles de gneiss que l'on peut assimiler aux gneiss de La Preste, car ils renferment des nodules de « quartz I » (par exemple : environs de la maison forestière de Velmanya; au nord du mas Mallet, dans les gorges du Llech; au nord de Fontpédrouse; au sud du Pas-Del-Porc). On peut distinguer parmi les gneiss de La Preste, les types pétrographiques suivants.

Les gneiss homogènes non (ou peu) œillés.

C'est avec ces roches que débute généralement en Vallespir, la formation des gneiss œillés du Canigou. Tantôt quasi hololeucocrates, tantôt de couleur bistre, généralement non œillés, ces roches sont un peu différentes d'un point à l'autre, mais sont toujours très massives sans litage apparent. Tantôt ce sont des gneiss de grains très grossiers, ressemblant tout à fait à un granite à gros grains gneissifiés, dont la schistosité et la linéation peu marquées sont indiquées par des lamelles de biotite ou par des grains de tourmaline aplatis (Saint-Sauveur, CanCalet) [fig. 1, pl. 3]. Tantôt il s'agit de gneiss à schistosité plus nettement marquée, et à délitage en dalles. Les plus caractéristiques sont des gneiss d'un blanc éclatant, de grain moyen, qui affleurent surtout entre Prats-de-Mollo et le Baynat d'En Coume. Ces « gneiss blancs » se développent vers l'Est jusqu'au pic de la Souque. Ils disparaissent rapidement vers l'Ouest, leur puissance tombant à quelques mètres à l'ouest de La Preste.

Les gneiss amygdalaires ou œillés.

Ce sont des roches très claires, massives, et de grain souvent très grossier, à schistosité et à linéation généralement peu marquée. On peut remarquer des types à très grands feldspaths œillés inclus dans une mésostase grossière ou, au contraire, dans une mésostase fine (fig. 2, pl. 3). Les premiers passent souvent graduellement aux gneiss homogènes non œillés grossiers signalés ci-dessus. Parmi les seconds, bien développés aux bords de La Preste près du contact avec l'enveloppe paléozoïque, se signalent des roches très particulières renfermant de nombreuses lentilles micacées de deux à cinq centimètres de long, aplaties dans la schistosité (fig. 3, pl. 3). Les gneiss amygdalaires, quasi hololeucocrates, sont formés de nombreuses amygdales feldspathiques, passant parfois à des rubans boudinés, au sein d'une mésostase essentiellement quartzique (fig. 4, pl. 3). Ces roches ont souvent une allure de pegmatite gneissifiée, mais ce n'est qu'une apparence, car elles renferment des nodules de « quartz I » bien distincts

du quartz mésostasique. Enfin, on trouve quelquefois de fines intercalations de quartzites à silicates calcoc-magnésiens (cf. ci-dessus, p. 116).

Gneiss à grain fin et leptynites intercalées dans les gneiss œillés.

Ces roches très feldspathiques, blanches ou bistres, de grain très fin, où les micas forment des paquets sporadiques de lamelles couchés dans la schistosité et étirés suivant la linéation l_1 , constituent des intercalations de 1 à 10 mètres de puissance. Les leptynites sont souvent elles-mêmes œillées (fig. 5, pl. 3), les grands feldspaths pouvant se rassembler suivant des bandes étroites ou, au contraire, être dispersés au sein de la roche.

La particularité de tous ces types de gneiss est de renfermer des « nodules de quartz I » et parfois des micronodules. Ces nodules sont aplatis dans la schistosité et très étirés suivant l_1 . Leur couleur gris bleuté, avec

un éclat opalescent, est tout à fait caractéristique et distingue les nodules du quartz ordinaire de la roche, blanc ou gris pâle. Ils mesurent 3 à 20 millimètres suivant l'allongement (fig. 6, pl. 3). La dimension des nodules varie parfois d'un banc à l'autre, mais reste assez constante à l'intérieur d'un même banc. Les nodules sont abondants dans certains gneiss homogènes, dans les gneiss œillés à mésostase fine, ainsi que dans les leptynites où ils arrivent à former 20 % du volume de la roche. Parfois ils ont une curieuse répartition irrégulière (fig. 3, pl. 3). Ils sont plus rares dans les gneiss amygdalaires à trame siliceuse, bien que constants, ainsi que dans les gneiss œillés à mésostase grossière et dans certains gneiss homogènes hololeucocrates, où il arrive que les nodules fassent défaut. On y trouve cependant, au microscope, des micronodules (0,5 mm). Le passage des gneiss de La Preste aux gneiss G_2 se fait progressivement sur le terrain, par diminution, puis disparition, des nodules de quartz bleuté.

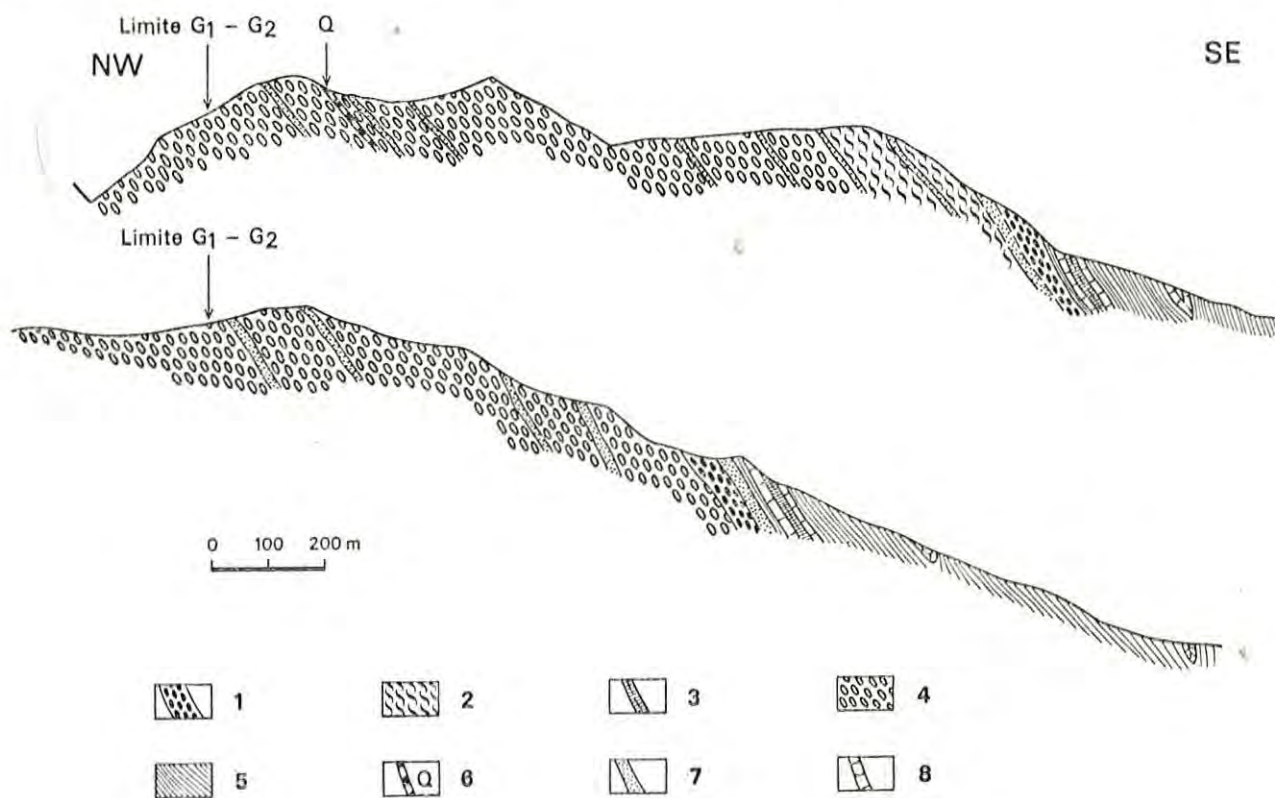


FIG. 68 et 69

Coupes dans la formation des gneiss de la Preste, dans le Haut Vallespir

68 : coupe au nord de la Preste, le long de la piste des Conques.

69 : coupe le long du ravin de Griffols, entre la Preste et Saint-Sauveur.

1, gneiss grossiers chargés d'anciens phénocristaux de quartz et de feldspath, à mésostase fine; 2, gneiss amygdalo-œillés à mésostase très siliceuse; 3, cornéennes rubanées à silicates calciques; 4, gneiss œillés; 5, micaschistes; 6, quartzite à silicates calciques; 7, gneiss leptynitiques ou leptynites; 8, marbres.

Les coupes (fig. 68 et 69) au nord de La Preste, sur la route des Conques et le long du ravin de Griffols (ou Brixot), montrent la succession suivante, bien caractéristique pour les gneiss de La Preste :

— Sous les « gneiss blancs » affleurent des gneiss homogènes ou des gneiss ocellés chargés de grands feldspaths inclus dans une mésostase très feldspathique. Ils sont mélangés de banes leptyniques à épontes bien définies;

— on passe ensuite à des gneiss grossiers amygdalaires formés de ségrégations feldspathiques et quartzes soulignant en alternance la schistosité et remarquablement peu micacées (gneiss amygdalaires à mésostase très siliceuse).

— On tombe enfin, par transition, sur des gneiss franchement ocellés à mésostase grossière. Les yeux feldspathiques, bien distincts, sont régulièrement répartis dans la roche, et atteignent parfois de grandes dimensions (5 à 8 cm). Ils peuvent être groupés en traînées lenticulaires (fig. 1, pl. 4), cette éventualité méritant d'être soulignée car elle est plutôt exceptionnelle dans les gneiss ocellés du Canigou. La mésostase est encore très siliceuse, mais la biotite est de plus en plus abondante et la schistosité nettement plus affirmée que dans le type précédent. Les grains ocellés de La Preste passent sur une distance d'environ 100 mètres à des gneiss ocellés G_2 , typiques, ces derniers pouvant apparaître en bancs avant-coureurs à la base de la formation.

Dégageant quelques caractères généraux des gneiss de La Preste, on peut noter :

— une certaine hétérogénéité qui se traduit non seulement par la diversité des aspects lithologiques, mais aussi par des variations rapides de puissance et de continuité au sein de ces divers types de gneiss, variations souvent sensibles d'un vallon à l'autre;

— beaucoup de gneiss considérés isolément ont une texture grossière et homogène et font penser avec force à des orthogneiss acides;

— la couleur très claire de toutes ces roches traduit la rareté de la biotite, presque toujours rassemblée en petits paquets de lamelles aplaties, la muscovite étant le mica le plus abondant;

— enfin, ces roches ont généralement une schistosité assez grossière, et une linéation peu marquée, bien que les caractères pétrotectoniques communs aux gneiss du Canigou s'y retrouvent typiquement.

b. LES GNEISS TYPE CARANÇA.

Sur tout le versant sud du massif de Carança et sur la partie attenante du versant sud du Canigou, jusqu'à l'ouest du pic de Costabonne, les gneiss du Canigou débutent par des gneiss clairs, les gneiss type Carança, sensiblement différents des précédents. Ils se distinguent en effet des gneiss de La Preste par :

— l'absence générale des nodules de « quartz I »;

— la schistosité et la linéation l_1 bien marquées par la plus grande abondance de la biotite, dont la quantité l'emporte en général sur celle de la muscovite;

— des yeux feldspathiques dont les dimensions dépassent rarement 3 centimètres et sont assez constantes au sein d'un même niveau;

— un rubanement fréquent à la partie supérieure de la formation.

Ces gneiss existent au sommet des gneiss du Canigou, au contact de la série de Canaveilles, mais aussi à la base de la formation, au contact des micaschistes de Balat (voir fig. 66 et 67).

Gneiss G_1 au sommet des gneiss G_2 .

On examinera d'abord les caractères des gneiss type Carança au sommet des gneiss G_2 . Les meilleurs affleurements sont ceux des environs des lacs de Carança. Ici, les gneiss type Carança débutent, sous l'enveloppe paléozoïque, par des gneiss homogènes, des leptynites ou des gneiss rubanés à petits yeux feldspathiques rappelant les « gneiss granulés » de l'enveloppe. Puis, ils passent assez vite à des gneiss ocellés avec intercalations rubanées ou lenticulaires fréquentes (fig. 2 et 3, pl. 4). Les rubans sont souvent formés par des gneiss fins, leptynitiques, parfois par des quartzites, plus rarement par des lits alumineux à andalousite et grenat (fig. 4, pl. 4), ou de minces intercalations (10 à 30 cm) de gneiss ou quartzites à silicates calco-magnésiens (Roque Couloum, pic de Bassibes, pic de Cambras d'Azé). J. M. Fontboté (1949) signale sur le versant espagnol de véritables lentilles de marbre dans les gneiss à la partie supérieure de la formation (Coma d'Aigols Podrits).

L'examen des lentilles montre qu'il s'agit de rubans plissés, aplatés, et boudinés. De ce fait, le rubanement est généralement parallèle à la schistosité, sauf dans les charnières des plis (fig. 5, pl. 4). A la base de la formation, les rubans leptynitiques se raréfient et cèdent la place à un ensemble de gneiss ocellés massifs qui passe assez graduellement au groupe des gneiss G_2 , dont ils se distinguent par une déformation plus intense, leur donnant parfois une allure de blastomylonite. Diverses intercalations gneissiques particulières se mêlent aux gneiss ocellés et rubanés. Elles sont généralement assez continues, bien que lenticulaires, et leur épaisseur peut atteindre jusqu'à 40 mètres. Il s'agit de :

— Gneiss leptynitiques blancs à grains fins, très feldspathiques, renfermant souvent des lentilles de tourmalinite aplaties dans la schistosité ou allongées en fuseau suivant l_1 (fig. 6, pl. 4).

— Gneiss homogènes biotitiques très clairs, de grain grossier, à texture généralement amygdalo-ocillée.

— Gneiss plus biotitiques encore, de texture franchement granitoïde, à schistosité et linéation peu marquée, qui affleurent surtout à l'est de la Porteille de Mantet, sur le versant sud du massif de la Carança, à la limite entre les gneiss G_1 et G_2 . C'est probablement à ce type que se rattachent les gneiss granitoïdes signalés par J.-M. Fontboté (1949) sur le versant espagnol.

Les gneiss type Carança du sommet ont une puissance maximale d'environ 1.000 mètres sur le versant sud du massif de Carança. Ils sont également bien représentés sur le versant sud du Canigou, à l'ouest du pic de Costabonne, et dans une série de horst tectoniques dans la haute vallée du Fraser, sur le versant espagnol. Mais, sur les versants nord du massif du Canigou et de la Carança, leur épaisseur est beaucoup plus faible. Au nord de Fontpédrouse, ils forment encore la plupart des gneiss œillés granitisés au contact du granite de Mont-Louis (gneiss de Fontpédrouse). Cependant, au sud de la faille de la Têt, dans la même région, ils se réduisent à quelques niveaux de gneiss homogènes et de leptynites précédant les gneiss G_2 (coupe de Prats de Balaguer). Il en est de même au sud d'Olette (fig. 5a), où une formation de gneiss homogènes et de leptynites sépare l'enveloppe paléozoïque des gneiss œillés sous-jacents, qui acquièrent rapidement des caractères de gneiss G_2 . Il est vrai que dans ces régions, il est difficile de séparer sur le terrain les gneiss œillés G_2 et G_1 . On retrouve également cette disposition au sud de Ballestavy où les gneiss G_1 sont représentés par une épaisse formation de gneiss homogène et de leptynites (200 m). Enfin, les gneiss délimitant au Nord le bassin ferrifère d'Escarrol-Fillols, les gneiss de la Coume à Ballestavy, font la transition entre les gneiss G_1 et les gneiss G_2 . Néanmoins leur contact normal avec le Paléozoïque se fait en général par des gneiss homogènes ou des leptynites, comme dans le cas des gneiss type Carança.

Gneiss G_1 à la base des gneiss G_2 .

On examinera maintenant les caractères des gneiss G_1 type Carança qui affleurent à la base de la formation des gneiss G_2 , dans la partie centrale du Canigou, au contact des micaschistes de Balatg. Rappelons qu'ils ont d'abord été considérés comme formant un groupe particulier (gneiss G_4). On les rencontre dans la région des hauts sommets du versant sud du Canigou (pic de Sept Hommes, pic de Trés Vens, Serre de Roc Nègre), ainsi que dans la haute vallée de Velmanya, sur le versant est. Mais un autre ensemble important de ces gneiss borde au Sud le grand septum de micaschiste de Leca et ses dépendances qui, nous l'avons signalé ci-dessus, représente simplement un compartiment relevé des micaschistes de Balatg (voir fig. 65 et 67).

Ces gneiss très clairs ressemblent beaucoup sur le terrain, aux gneiss type Carança du sommet, mais certains types pétrographiques leur sont propres. Les plus remarquables sont représentés par des *gneiss rubanés* très typiques et assez composites. Le rubanement est diversifié et les rubans ont une épaisseur variable, de l'ordre du centimètre, du décimètre ou du mètre. Il est déterminé par (fig. 1 et 2, pl. 5) :

— des variations quantitatives dans la composition

minéralogique : niveaux plus ou moins riches en feldspaths ou en micas ;

— des variations de la texture du gneiss : niveaux œillés avec taille variable des yeux suivant les niveaux ; niveaux homogènes de granulométrie variable, niveaux de leptynites ;

— des variations qualitatives dont les plus fréquentes sont dues à la présence d'« interlits » pélitiques ne dépassant pas, d'ordinaire 10 centimètres de puissance. Il existe aussi des lits amphiboliques et quartzitiques. Ces gneiss rubanés sont d'ordinaire plissés, et on y observe très bien l'indépendance du rubanement vis-à-vis de la schistosité de la roche. Ils sont particulièrement typiques pour les Pyrénées et appartiennent au type « à stratification supracrustale » de la classification de Dietrich (1963). Les rubans, représentent la stratification S et sont parallèles au contact des gneiss et des micaschistes. Ce contact est donc concordant.

On rencontre aussi de puissantes formations de gneiss œillés non rubanés caractérisées par la taille régulière des yeux feldspathiques, ainsi que des gneiss homogènes avec ou sans yeux feldspathiques. Il en existe des variétés à gros grain, et des variétés à grain fin, leptynitiques : ainsi les gneiss leptynitiques gris, finement ou moyennement grenus, à yeux sporadiques et linéation très marquée, fournissent un matériau de construction très apprécié en Vallespir (fig. 3, pl. 5). A l'affleurement, les gneiss œillés et non œillés sont souvent mélangés, et ne peuvent pas toujours être cartographiés séparément. Néanmoins, les micaschistes de Balatg dans le septum de Leca, et plus au Nord dans la haute vallée du Cadi, sont régulièrement bordés par une formation de gneiss homogènes fins et de gneiss rubanés, avec lesquels débute les gneiss G_1 de la base.

Les gneiss G_1 à la base des gneiss G_2 , renferment parfois des niveaux cartographiables de micaschistes et d'amphibolites. Au sud de Py, ces gneiss limitent le septum de micaschistes de Moscallo et contiennent des niveaux à grain fin chargés de petits nodules de quartz, qui rappellent les gneiss de La Preste.

La puissance maximale des gneiss G_1 situés à la base des gneiss G_2 est de 250 mètres au pic de Trés Vens et de 200 mètres en bordure du septum de Leca. Elle est donc généralement assez faible. Dans la région de Py, les gneiss G_1 finissent même par disparaître à la base des gneiss G_2 ou des gneiss G_3 , et ce sont ces derniers qui viennent directement en contact avec les micaschistes de Balatg.

En conclusion, il convient de noter que les gneiss G_1 débute toujours par une *formation de gneiss homogènes ou de leptynites au contact des micaschistes*.

4. Groupe des gneiss G₂.

Ils forment la plus grande partie des gneiss œillés du Canigou dont ils occupent la partie centrale. Leur passage aux gneiss G₁ est souvent progressif, celui aux gneiss G₃ est tantôt progressif tantôt net. Il en résulte une certaine part de convention dans les limites cartographiques de ces groupes (voir carte au 1/50.000).

Les gneiss G₂ sont des gneiss œillés clairs de grain très grossier (fig. 4 à 6, pl. 5 et fig. 1, pl. 6) que caractérisent :

- l'abondance des « yeux » feldspathiques fréquemment à structure « rapakiwi »;
- la disposition assez désordonnée de ces yeux, qui sont de taille variable;

La dimension des grands feldspaths est de 3 centimètres en moyenne, certains individus atteignent 10 centimètres. Il existe une différence de taille systématique entre les yeux des plagioclases (0,5 cm) et les yeux des feldspaths potassiques (3 à 5 cm) [fig. 6, pl. 5 et fig. 1, pl. 6]. Certains niveaux sont remarquables par la grande dimension des « yeux » feldspathiques (5 à 10 cm) et rappellent les « riesenaugen-gneiss » des Tauern (Ch. Exner, 1950) [fig. 5, pl. 5];

— l'existence d'une schistosité et d'une linéation, généralement bien marquées par le rassemblement de la biotite, plus abondante dans ces roches que dans les types précédents. La muscovite est rare et peut manquer totalement;

— l'allure massive et homogène qui évoque tout à fait un granite porphyroïde gneissifié. Dans l'ensemble, les gneiss G₂ sont monotones et on ne peut guère y cartographier de particularités remarquables;

— la présence d'enclaves, assez rares il est vrai. Ces enclaves mesurent de 10 à 60 centimètres, et présentent une morphologie différente suivant l'orientation de la surface de coupe, en général, elles sont ovoïdes avec un grand axe allongé suivant la linéation l_1 , mais parfois les sections perpendiculaires à l_1 , ont un contour franchement anguleux.

Il en existe trois sortes :

a. Enclaves mésocrates : elles sont plus finement grenues et plus biotitiques que les gneiss G₂ encaissants et renferment parfois quelques phénocristaux feldspathiques (fig. 3, pl. 6). Ces enclaves sont absolument analogues aux enclaves mésocrates, finement grenues ou microgrenues, si banales dans les granites hercyniens post-tectoniques de la région, mis en place dans l'enveloppe paléozoïque (enclaves homogènes de Lacroix);

b. Enclaves de micaschistes : la structure du micaschiste est encore bien visible et la composition minéralogique de la roche est celle d'un gneiss pélitique, riche en biotite (fig. 4, pl. 6);

c. Enclaves d'amphibolites : ce sont les plus rares (fig. 5, pl. 6). On verra que les enclaves mésocrates sont, par contre, très abondantes dans le gneiss du groupe G₃.

— la présence de petits « niveaux » de leptynite aplitique, généralement discontinus, dont la puissance ne

dépasse pas 2 mètres. Ces gneiss aplitiques peuvent être plissés.

Quelquefois on observe dans les gneiss G₂ :

- des lentilles de quartz plissées et couchées dans la schistosité;
- des gneiss amphiboliques;
- des petites passées de nature pélitique sous forme de micaschistes feldspathisés;
- des petites intercalations de gneiss G₃, que l'on peut parfois cartographier (ouest du Pla Guillem, Pla Segala).

5. Groupe des gneiss G₃.

A l'inverse des autres groupes, se sont des gneiss sombres (cf. Serre de Roc Nègre) par l'abondance de la biotite. Ils existent dans le Canigou, mais ne sont pas connus dans les gneiss de la Carança. Assez polymorphes, ils affleurent à la base de la formation des gneiss œillés du Canigou, dont ils constituent par endroit le plancher (région de Py, pic Barbet). Le type le plus caractéristique est un gneiss massif à petits yeux feldspathiques, non lité, à schistosité mal marquée, mais à linéation l_1 très prononcée déterminant une texture fibreuse remarquable (fig. 7, pl. 6). Un autre type, également fréquent, se distingue du précédent par la présence d'yeux feldspathiques (1 à 3 cm) de distribution irrégulière (1). Ces yeux montrent souvent des structures « rapakiwi ». Des gneiss homogènes sombres de grain fin, passant à des leptynites, sont associés aux deux types de gneiss précédent, surtout près du contact avec les micaschistes de Balatg.

Les gneiss G₃ renferment souvent des enclaves (fig. 6, pl. 6) généralement fusiformes suivant la linéation l_1 . Elles sont analogues à celles des gneiss G₂, avec une large prédominance des enclaves mésocrates. Comme les enclaves des gneiss G₂, elles peuvent avoir un contour anguleux suivant certaines orientations (fig. 6, pl. 6).

Les gneiss G₃ renferment assez souvent des bancs d'amphibolite (0,10 à 2 m de puissance), particulièrement bien exposés à la Serre de Roc Nègre, ainsi que des petites intercalations de micaschistes et de quartzites à silicates calciques. En plus, on y rencontre deux sortes d'intercalations remarquables :

— les *métaconglomérats* (ou métabrèches?) existent sous forme d'un « niveau » discontinu, au voisinage du contact gneiss G₃-gneiss G₁ dans la vallée de Velmanya. Des éléments plus ou moins anguleux ou arrondis de leptynites claires, d'amphibolites et de gneiss sombre, étirés suivant l_1 , mesurant de 10 à 30 centimètres en moyenne, sont emballés dans une matrice de gneiss G₃ (fig. 8, pl. 6);

(1) cf. fig. 2, pl. 6.

— *Les gneiss chlorito-albitiques* constituent un niveau beaucoup plus continu (de la Serre de Roc Nègre jusqu'au pic Roja). Ce sont généralement des roches claires, finement grenues, renfermant de nombreuses « taches » chloritiques très déformées. Certains de ces gneiss ont une structure franchement bréchique, la matrice chloritique englobant de nombreux éléments gneissiques, des nodules de quartz, des yeux feldspatiques et paraissent être liés aux amphibolites. Nous signalons, pour terminer, la présence de niveaux de gneiss homogènes, massifs, granitoïdes (Serre de Roc Nègre) qui rappellent les gneiss granitoïdes affleurant à la limite des gneiss G_1 et G_2 sur le versant sud du massif de la Carança (cf. p. 139).

Les gneiss du groupe G_3 constituent une sorte d'« horizon » bien défini, que l'on suit sans interruptions depuis Mantet à l'Ouest, jusqu'au-delà du pic Barbet à l'Est. La puissance de cette formation peut être estimée assez exactement à l'Ouest (Serre de Donapa), et à l'Est (Serre de Roc Nègre); elle y est d'environ 500 mètres. Entre ces deux points on observe des réductions parfois considérables de la puissance dont certaines s'expliquent par le jeu des grandes failles qui accidentent le versant sud du Canigou (faille Nord-Vallespir). A l'est et au nord du pic Barbet, les gneiss G_3 se terminent en biseau (cf. carte au 1/50.000).

6. Les intercalations de micaschistes.

De vastes intercalations de micaschistes en gisements apparemment concordants se rencontrent au milieu des gneiss du Canigou. Leur localisation est indiquée sur la figure 67. Nous les désignerons comme « septum » sans préjuger de leur origine. Tous les micaschistes appartiennent à la zone de l'andalousite ou à la zone de la sillimanite du métamorphisme (cf. chap. II). Du Sud au Nord on rencontre les principaux septa suivants (cf. carte au 1/50.000) :

a. SEPTUM DE SAINT-GUILLEM. De direction sensiblement est-ouest il est remarquablement continu sur 6 kilomètres depuis la route du col de la Regina à l'Ouest jusqu'aux environs du pic de la Souque à l'Est. Il renferme quelques lentilles de marbres (1 à 2 m de puissance) parfois bordées de skarns à diopside et grenat (0,20 à 1 m de puissance); ces lentilles passent latéralement à des para-amphibolites. L'épaisseur du septum varie de 15 à 30 mètres, elle augmente au passage des crêtes et diminue dans le fond des vallées. Ces micaschistes sont intercalés dans les gneiss G_2 et se pincent probablement en profondeur. Ce septum a une direction est-ouest et s'infléchit vers le sud-est à son extrémité orientale.

b. SEPTUM DE LECA. Cette formation de micaschistes, la plus importante, affleure largement sur le versant sud du Canigou dans les vallées du Riuferrer et de la Comelada, suivant une direction sensiblement est-ouest. Au toit, le septum de Leca est entièrement bordé par des gneiss du groupe G_1 , qui le séparent des gneiss G_2 . Par contre, le plancher de la formation repose, par faille, sur des gneiss G_2 ou G_3 . On peut donc considérer le septum de Leca comme un compartiment de micaschistes de Balatg remonté par faille comme l'indique la figure 66.

Le septum de Leca renferme diverses roches remarquables : des quartzites et quartzo-leptynites (vallon de Calcabous) que l'on rapprochera de niveaux analogues qui affleurent près de la bordure sud des micaschistes de Balatg dans le Haut Cadi, ainsi que des orthoamphibolites (Riuferrer en amont de Leca) au contact des micaschistes et des gneiss G_1 .

Le septum de Leca se pince à l'Ouest, au sud du pic Rougeat, probablement par faille. Mais il en existe deux prolongements vers l'Ouest, dans les gneiss du Canigou, situés à la même distance des micaschistes de Balatg que le septum de Leca. Ce sont : le septum situé à l'est de la vallée de la Llipodera, sur le versant ouest du pic de Sept-Hommes, de direction NW-SE, qui se rattache presque directement au septum de Leca, et le septum de Moscallo, au sud de Py. Ce dernier, de direction est-ouest, est inclus dans un compartiment gneissique fortement verticalisé par faille; il est limité au toit par des gneiss G_1 , et au mur par des gneiss G_3 . Le septum de Moscallo est interrompu par faille à l'Est et à l'Ouest. A l'inverse des septa précédents, le septum de Moscallo est très fortement granitique (granite de Moscallo), les micaschistes y sont très injectés de granite et appartiennent à la zone de la sillimanite.

Au total, le septum de Leca et ses dépendances, qui représente en fait un panneau exhaussé de micaschistes de Balatg, affleure sur une distance est-ouest d'environ 16 kilomètres.

c. SEPTUM DU PIC DE TRES VENS. Il affleure sur 6 kilomètres environ, avec une puissance de 10 à 15 mètres, pouvant se réduire parfois à quelques mètres, dans la région des hauts sommets du versant sud du Canigou. Ce septum est intercalé dans les gneiss G_1 depuis le pic Roja jusqu'à la Serre de Roc Nègre. Il pourrait s'agir d'un niveau de composition particulière interstratifié dans les gneiss G_1 , car il renferme constamment de gros rhombododécaèdres de grenats.

d. SEPTUM DU PIC BARBET. Ce septum de micaschiste sépare les gneiss G_1 des gneiss G_3 sur le versant oriental du pic Barbet et s'amenuise progressivement vers l'Est

pour disparaître dans le fond du vallon de Valmanya. Il semble bien s'agir d'un repli tectonique qui s'ouvre dans les micaschistes de Balatg. On peut en rapprocher les petits septa intercalés dans les gneiss G_1 au Puig Sec.

e. SEPTUM DE THUES-FONTPÉDROUSE. Sur le versant nord du massif de la Carançaaffleure une vaste intercalation de micaschistes située dans les gneiss, depuis la Cerdagne (versant du Cambras d'Azé) à l'Ouest, jusqu'aux environs du village d'Escarro à l'Est. Dans sa plus grande largeur son épaisseur est de 600 mètres; il est continu sur environ 14 kilomètres. Au Nord, il est bordé par des gneiss G_1 ou G_2 (gneiss de Fontpédrouse) très granitisés. Au Sud, il repose sur des gneiss G_1 . Depuis la vallée de la Têt, au droit de Planes, jusqu'à sa terminaison orientale, ce septum est très granitique (bordure sud du massif granitique de Mont-Louis). De direction N E-S W il se pince à l'Est dans les gneiss mais s'ouvre au contraire largement vers l'Ouest où il passe latéralement aux micaschistes de l'enveloppe. Il est évident que ce septum est d'origine tectonique. Sa structure est très complexe dans le détail, mais nous montrerons qu'il s'agit d'un repli synclinal de l'enveloppe paléozoïque lié à la tectonique tardive du Canigou (cf. chap. IX). A l'inverse des septa précédents, le septum de Thues-Fontpédrouse renferme des niveaux importants et assez continus de marbres situés près du contact avec les gneiss G_1 , dans une position identique à celles des marbres de la base de l'enveloppe. Aux marbres, s'ajoutent des intercalations métriques de leptynites, mais surtout la présence de masses assez importantes de roches basiques (diorite-hornblendites), en partie incluses dans le granite (gorges de Nyers, gorges de la Carança).

f. SEPTA DU VERSANT NORD DU ROC MOUSQUIT. Les septa inclus dans les gneiss à l'est de Fillols (route du Canigou, et au sud de Taurinya et de Clara, appartiennent à une zone tectoniquement très complexe. Nous montrerons au chapitre IX que ces septa peuvent être considérés comme la réplique vers l'Est, sur le flanc nord du Canigou, du septum de Thues-Fontpédrouse. Il s'agit, là aussi, de replis synclinaux ou d'écaillés de l'enveloppe dans les gneiss. On y retrouve les mêmes niveaux de marbres et de leptynite, ainsi que des amphibolites (Serrabonne à l'entrée des gorges de Balatg à Taurinya).

Dans tous les cas, on notera que le contact entre les intercalations de micaschistes et les gneiss encaissants est net et tranché; il donne l'impression d'être concordant dans le détail. Dans le cas du septum de Saint-Guillem, le contact est marqué par le développement de porphyroblastes de plagioclases dans les micaschistes, sur une distance de 10 à 20 centimètres. Ces porphyroblastes sont effectivement différents des yeux felds-

pathiques des gneiss, qui ne sont pas des porphyroblastes (cf. ci-dessous p. 193).

En conclusion, on peut retenir deux origines pour les intercalations de micaschistes dans les gneiss du Canigou : ce sont des niveaux originellement inclus dans les gneiss ou ce sont au contraire des répétitions tectoniques des micaschistes au toit ou au plancher de la formation gneissique. La première éventualité peut être retenue dans le cas de septa relativement peu épais (septum de Saint-Guillem, septum du pic de Tres Vens). Dans tous les autres cas, l'origine tectonique de ces intercalations s'impose comme on l'examinera au chapitre IX; il se pourrait aussi que mêmes les micaschistes des septa peu épais soient d'origine tectonique, car ils ont des caractères structuraux analogues aux micaschistes des replis. S'il s'agissait de micaschistes primitivement inclus dans les gneiss, on pourrait s'attendre à ce que ces intercalations péliques aient été transformées en cornéenne de contact, lorsqu'elles sont incluses dans les orthogneiss, comme c'est en particulier le cas du septum de Saint-Guillem.

Or, il se pourrait que d'anciennes cornéennes de contact aient existé dans le septum de Saint-Guillem. Certains caractères pétrographiques sont particuliers aux roches de ce septum : présence de porphyroblastes feldspathiques dans les micaschistes au contact des gneiss G_2 , existence de reliques d'andalousite dans la cordiérite (cf. p. 62).

Les formations non gneissiques autres que les micaschistes, *i.e.* les amphibolites et les marbres, sont décrites en détail dans les chapitres III et IV.

7. Relations entre les gneiss du Canigou et les terrains encaissants du toit et du plancher.

a. RELATIONS AVEC L'ENVELOPPE PALÉOZOÏQUE DU TOIT. En divers endroits, le contact gneiss-enveloppe est brouillé par la tectonique cassante; ainsi en Conflent, entre Nyers et Vernet-les-Bains, ce contact est souvent faillé ou écaillé. De même en Vallespir, au nord de Prats-de-Mollo, la série de Canaveilles est chevauchée par les gneiss. En dehors de ces zones, le contact entre les gneiss et l'enveloppe est à peu près le même partout. Les gneiss sont représentés par des gneiss G_1 , en particulier par des niveaux de gneiss leptynitiques et de leptynite; la base de la série de Canaveilles est caractérisée, au contact, par le développement de marbres souvent dolomitiques accompagnés de chloritoschistes, de gneiss à silicates calco-magnésien et accessoirement de leptynites et de gneiss leptynitiques parfois caillés, de quartzites, d'amphibolites. Mais, entre les

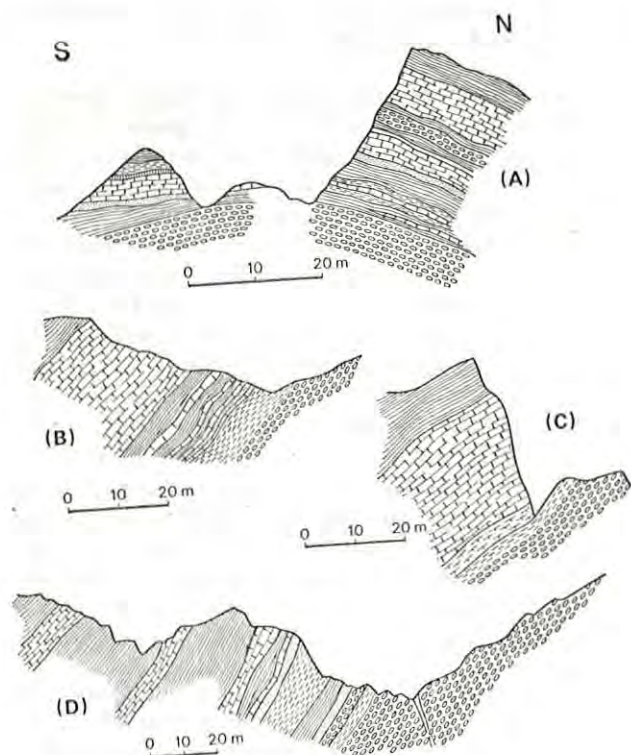


FIG. 70

Relations entre l'enveloppe paléozoïque et les gneiss de la Carança, sur le versant sud du massif de la Carança. — Légende des terrains : voir fig. 73.

- A, coupe au pic de Cambras d'Aze-2 770 m;
 B, coupe à l'Estanyol de Prats-de-Balaguer;
 C, coupe entre l'Estanyol et le Pas del Porc;
 D, coupe au Pas del Porc, à l'W des lacs de Carança.

gneiss et l'enveloppe, le contact est partout remarquablement net et tranché. Les figures 70, 71 et 72 donnent divers exemples de ce contact, à la périphérie des gneiss du Canigou et du massif de la Carança. Tantôt, les marbres viennent directement au contact des gneiss G_1 , tantôt ils en sont séparés par des micaschistes francs ou des micaschistes mêlés de gneiss à silicates calciques et de quartzites d'une épaisseur qui varie d'ordinaire entre 10 et 30 mètres. Dans les zones où les pendages sont assez redressés, on peut observer un décollement entre les gneiss et la série de Canaveilles, sans influence d'ailleurs sur la succession lithologique habituelle. A l'échelle de l'affleurement, comme d'ailleurs à l'échelle

de la carte, on a l'impression d'une concordance entre les gneiss G_1 et l'enveloppe paléozoïque. La base de la série de Canaveilles ceinture donc le massif gneissique du Canigou et de la Carança et présente à peu près partout les mêmes faciès lithologiques, particulièrement des bancs de marbre. Cette disposition remarquable est très apparente sur les cartes au 1/50.000.

b. RELATIONS AVEC LES MICASCHISTES DE BALATG AU PLANCHER. Ces relations sont exactement les mêmes que les précédentes. En dehors des zones brouillées par faille (divers points de la région de Py et Mantet, vallon de Balatg), le contact avec les micaschistes de Balatg, particulièrement bien exposé dans la région des hauts sommets, est net et tranché, d'allure concordante (1). Les gneiss G_3 ou G_1 , représentés par des gneiss homogènes ou des leptynites et plus rarement par des gneiss ceillés, viennent au contact des micaschistes de Balatg ou des niveaux de marbres, associés à des cornéennes rubanées, des quartzites, des chloritoschistes. Il existe aussi des niveaux de leptynite et d'amphibolite dans les micaschistes de Balatg, tout près du contact avec les gneiss, ou au contact même des gneiss. La figure 73 donne trois exemples du contact gneiss du Canigou-micaschistes de Balatg qui peuvent être utilement comparés aux précédents.

c. IDENTITÉS DES FORMATIONS ENCAISSANT LES GNEISS DU CANIGOU AU TOIT ET AU MUR. La comparaison des coupes au toit et au mur fait ressortir la grande analogie lithologique et structurale des contacts entre les gneiss du Canigou et les formations encaissantes. Ainsi, les coupes comparées donnent parfaitement l'impression d'être symétriques. On remarquera, cependant, que d'une façon générale, les marbres sont moins fréquents et moins constants au plancher, dans les micaschistes de Balatg, qu'ils ne le sont dans les micaschistes de l'enveloppe, au toit (2).

d. RELATIONS ENTRE LES GNEISS ET LES ZONES DE MÉTAMORPHISME DANS LES MICASCHISTES OU LES MARBRES ENCAISSANTS AU TOIT ET AU MUR. Cette question capitale est traitée au chapitre X.

Enfin, pour terminer le problème des rapports entre les gneiss du Canigou et les terrains encaissants au sommet et à la base, on remarquera l'absence complète de pegmatites-aplites ou de micaschistes « injectés » lit par lit au contact des gneiss. Nous signalerons cependant des lentilles de tourmalinites (quartz-tourmaline) au voisinage du contact. Étant donné l'abondance habituelle

(1) Cf. p. 140 et p. 193.

(2) Dans le massif du Roc de France, les marbres et les amphibolites existent aussi au toit et au plancher des gneiss de Montalba, homologues des gneiss du Canigou.

du bore dans les schistes et micaschistes de l'enveloppe, où la tourmaline est un minéral accessoire constant, on peut interpréter les tourmalinites, comme des lentilles d'exsudation et de ségrégation métamorphiques. Dans la région de Ballestavy et de Velmana, on rencontre des veines plus complexes, à quartz, tourmaline, axinite et scheelite avec un peu de chlorite et de micas. Ces

veines sont développées près du toit des gneiss du Canigou, généralement dans les gneiss, qu'elles recoupent de façon discordante. Cette circonstance, de même que la présence dans ces secteurs de pegmatites, microgranites et skarns minéralisés en scheelite, indiscutablement liés aux massifs de granite hercyniens, suggèrent la liaison de ces veines avec des émanations granitiques.

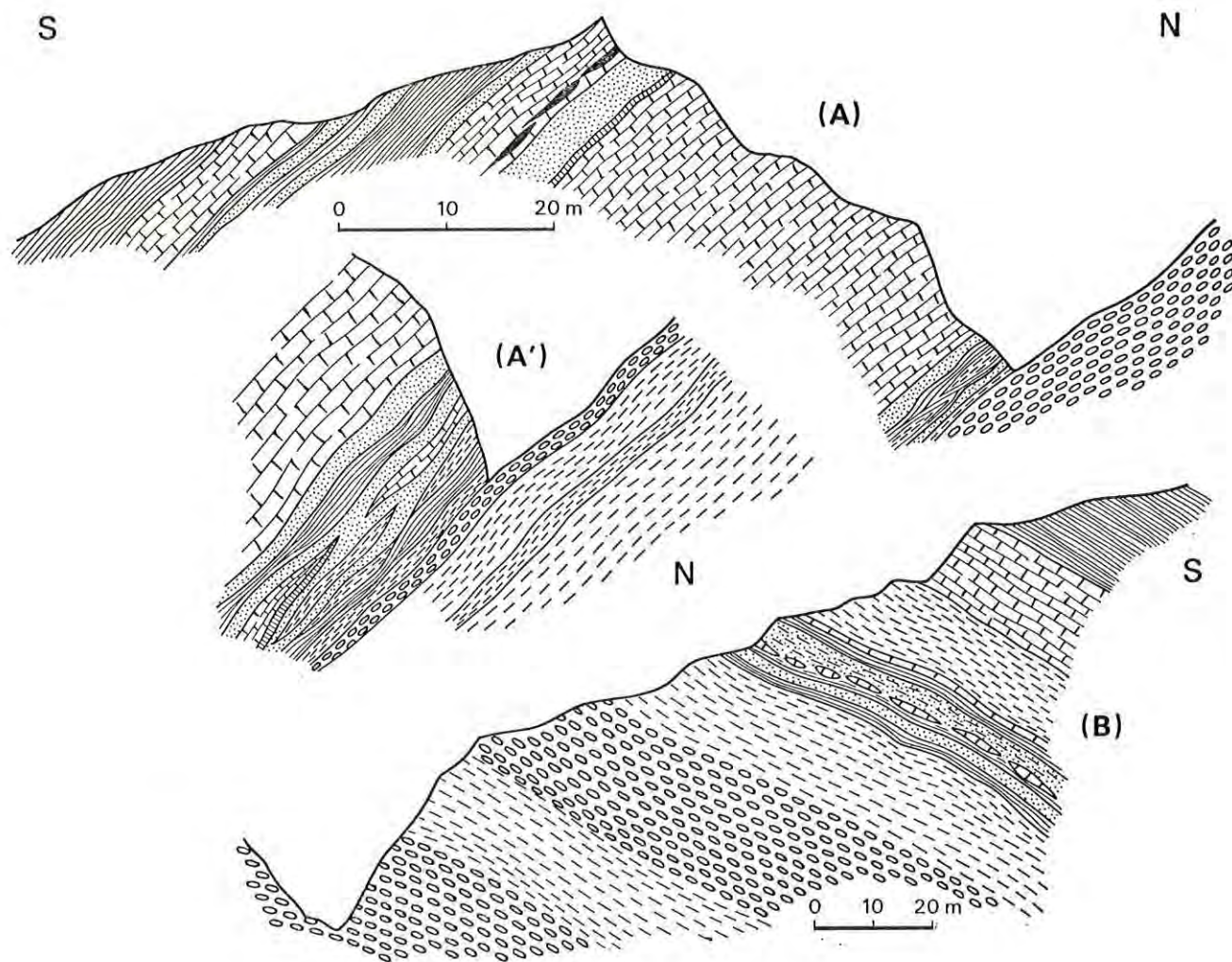


FIG. 71

Relations entre l'enveloppe paléozoïque et les gneiss du Canigou, dans le Haut Vallespir. Légende des terrains : voir fig. 73

A, coupe aux Bains de la Preste (ravin Sainte-Marie); **A'**, *idem* (détail du contact); **B**, coupe dans le ravin de Can Calet au nord de Saint-Sauveur

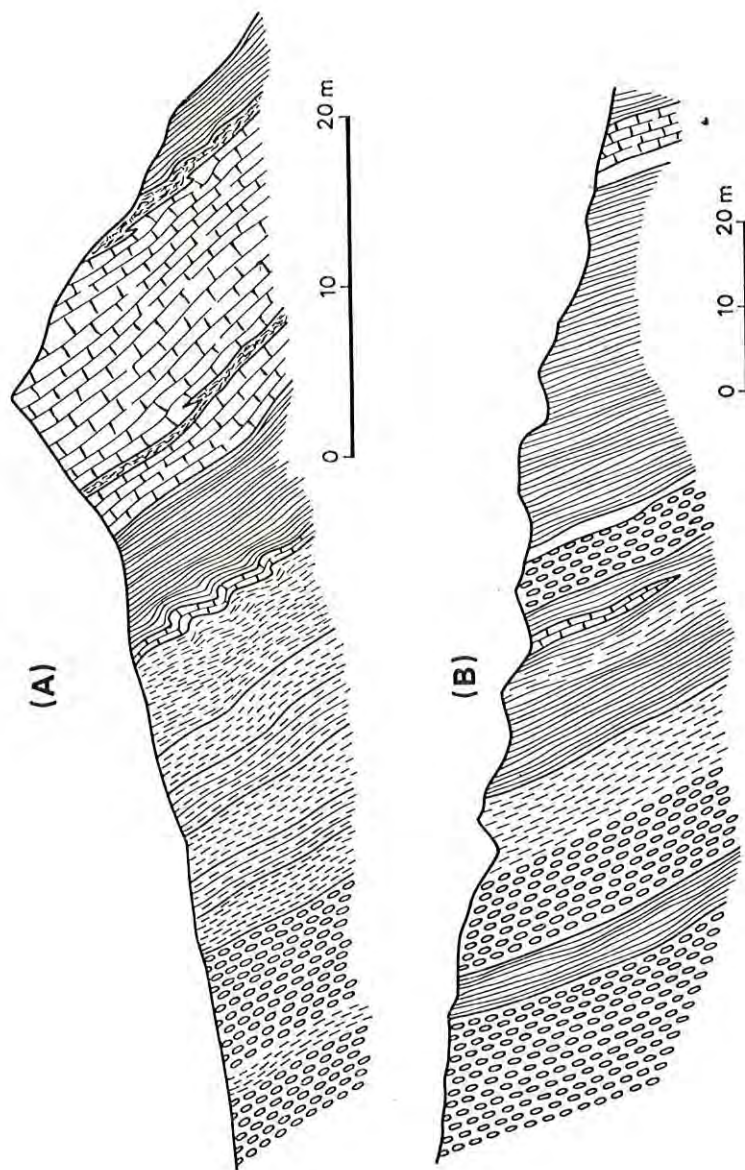


FIG. 72

Relations entre l'enveloppe paléozoïque et les gneiss du Canigou sur les versants Nord des massifs du Canigou et de la Carança.

Légende des terrains, voir figure 73

A, coupe aux Graus à Canaveilles; **B**, coupe dans le ravin de Font-Fresca; Ballestavy.

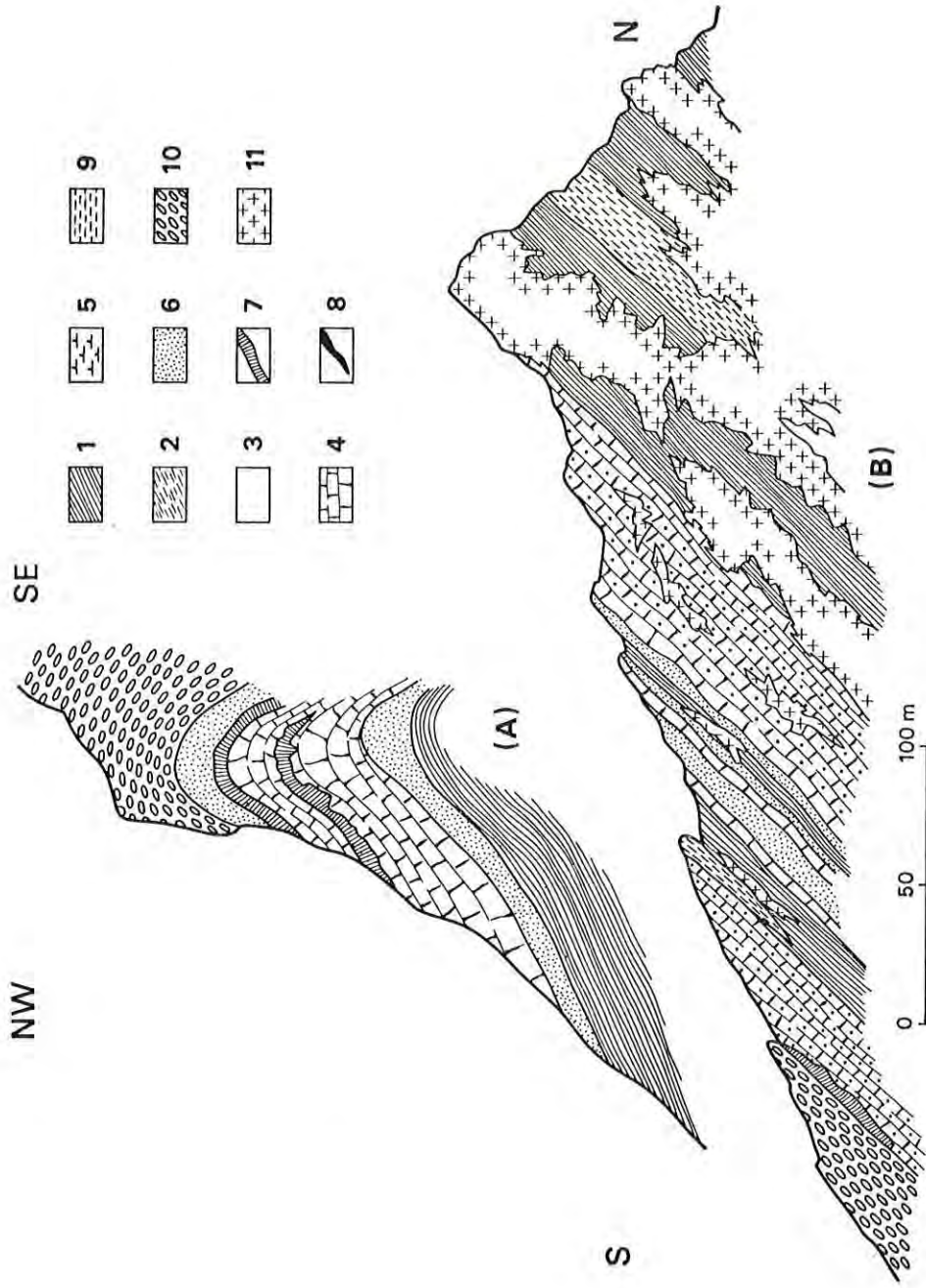


FIG. 73

Relations entre les gneiss du Canigou et les mica schistes de Balatg

A, coupe au ravin du Salt, au Sud-Est du chalet du Canigou; **B**, coupe à Terre Blanche au Sud-Ouest de Py.

Légende commune aux figures 71, 72 et 73

1, mica schistes; **2**, mica schistes quartzitiques; **3**, quartzites; **4**, marbres calcarodomiitiques; **5**, calcschistes; **6**, gneiss à silicates calciques (cornéennes rubanées); **7**, skarns; **8**, ortho-amphibolites; **9**, leptynites et gneiss leptynitiques; **10**, gneiss ocellés G_1 ; **11**, granite à muscovite.

II. DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE DES GNEISS DU CANIGOU

Les recherches sur le terrain ont permis de distinguer des groupes de gneiss sous forme d'entités lithologiques et cartographiques : ce sont les groupes G₁, G₂ et G₃. Une description micrographique détaillée de chacun de ces groupes serait fastidieuse car elle obligerait à faire de nombreuses répétitions.

De plus, les différences entre les groupes définis sur le terrain tendent à s'atténuer à l'échelle du microscope, ce qui suggère déjà un « air de famille » entre ces groupes, soit qu'ils aient été originellement voisins par leurs caractères, soit que leur structure ait été rendue uniforme par la recristallisation métamorphique. Aussi, nous décrivons de façon synthétique la micrographie de toutes ces roches, quitte à dégager et à rassembler ensuite leurs caractères pétrographiques distinctifs. La description qui suit s'applique essentiellement aux gneiss œillés, qui sont de beaucoup les plus fréquents, et offrent le maximum de complexité minéralogique et pétrographique.

1. Description micrographique d'ensemble.

Les gneiss du Canigou sont des « tectonites » à schistosité et linéation bien marquée (gneiss classe I). Ces structures, apparues simultanément dans la roche, correspondent à une étape précise de son évolution. Toujours bien repérables au microscope, elles sont principalement déterminées par l'orientation des lamelles de micas et à un moindre degré par celle des grands feldspaths. Les micas, qu'ils aient été réorientés dans la schistosité ou qu'ils aient directement cristallisé suivant la schistosité, fournissent, par leurs relations mutuelles avec les structures ou les minéraux environnants, un repère de datation sûr, pour l'interprétation de ces structures ou des assemblages minéralogiques observés. Ces notions, qu'il est indispensable de rappeler, seront reprises dans le chapitre IX de ce mémoire.

Dans les gneiss œillés on peut séparer, au microscope comme sur l'affleurement, les yeux feldspathiques et éventuellement quartziques, du fond qui les entoure, que l'on peut appeler mésostase bien que ce fond ait souvent une cristallinité grossière. Dans les gneiss homogènes, cette distinction qui n'est plus fondée à l'affleurement, reste généralement valable au microscope. Ces gneiss ont souvent une structure micro-œillée et il est encore possible de séparer les yeux d'un fond plus finement granoblastique. Il arrive, cependant, qu'une distinction de cet ordre soit impossible (cas des gneiss granitoïdes et de certaines leptinites).

a. LES YEUX. Leur dimension est très variable — quelques millimètres jusqu'à 10 centimètres — ce qui rend illusoire les essais de détermination du pourcentage des minéraux constituants, par l'analyse modale au microscope. Les yeux sont surtout formés par d'anciens phénocristaux de feldspath, et plus rarement de quartz, plus ou moins régénérés : c'est, à peu de chose près, la structure blastoporphyrrique de Becke. Ces minéraux sont, en effet, préexistants à la recristallisation de la mésostase et à l'acquisition de la schistosité. Ils ont, de plus, des caractères intrinsèques propres aux phénocristaux des roches plutonomagmatiques. Ces attributs fondamentaux seront examinés en détail dans la suite de ce chapitre et dans le chapitre suivant.

On considérera le cas le plus général, celui des yeux feldspathiques. Chaque « œil » est d'ordinaire formé d'un seul grand feldspath. Quelquefois plusieurs feldspaths sont réunis et accolés dans un œil composite. Les grands feldspaths renferment des minéraux inclus, à disposition souvent zonée (inclusions en zone). Ils sont aussi chemisés par une frange leucocrate plagioclasique plus ou moins large, qui correspond en général à des structures « rapakiwi » et parfois à de simples auréoles myrmékytiques. La partie effilée des yeux est occupée par un agrégat granoblastique dont les minéraux sont identiques à ceux de la mésostase. L'œil feldspathique que constitue cet ensemble est généralement enveloppé par les lamelles micacées qui moulent incomplètement sa périphérie et séparent l'œil de la mésostase. Quand le gneiss est peu micacé, les grands feldspaths sont directement au contact de la mésostase avec laquelle ils peuvent s'imbriquer plus ou moins complètement : ils prennent alors un faux aspect de porphyroblaste. Ceci n'exclut pas une origine purement métamorphique pour d'autres grands feldspaths et quartz pegmatiques, dans des lentilles d'exsudation, somme toute exceptionnelles dans les gneiss du Canigou.

b. LE FOND OU MÉSOSTASE. Sa structure est essentiellement granoblastique.

Dans les gneiss G₂ et beaucoup de gneiss G₃ et G₁ qui, comme on le verra, sont des orthogneiss dérivant d'anciens granites, on observe, en plus des yeux formés par les grands feldspaths, des yeux plus petits (0,3 à 5 mm) généralement des plagioclasses, qui, par leur dimension, sont intermédiaires entre les grands feldspaths et la plupart des minéraux mésostatiques. Ces petits yeux correspondent souvent à des petits phénocristaux ou appartiennent au fond grossier des anciens granites porphyroïdes. Dans ce cas, la *mésostase est*

hétérogène, et est assez complexe à première vue. On peut y distinguer un premier groupe de minéraux quartz, feldspaths et micas, généralement très déformés, mais où subsistent encore quelques contours hypidiomorphes de feldspaths. Ces minéraux forment une trame grossière entre les grains de laquelle on observe un agrégat entièrement granoblastique, beaucoup plus fin et non déformé (0,01 à 0,05 mm). Nous avons appelé la trame « mésostase fondamentale » et le fin agrégat « mésostase secondaire » (G. Guitard, 1955). C'est qu'en effet ces deux mésostases se distinguent, non seulement par les dimensions respectives de leurs minéraux et leur degré de déformation, mais aussi, dans beaucoup de cas, par les caractères minéralogiques des minéraux constitutifs. On retrouve, en fait, dans cette dualité, l'équivalent de la structure dite « en mortier » (voir P. Eskola *in* Barth, Correns et Eskola, 1939), qui caractérise une texture ignée en partie reprise dans une recristallisation métamorphique. La mésostase secondaire souligne les plans de schistosité ou s'accumule au voisinage des yeux feldspathiques dont elle colmate également les microfissures. Elle est parfois très abondante et parfois très réduite. Les microphotos nos 1 et 2, pl. 7 donnent deux exemples de mésostase fondamentale et de mésostase secondaire et de leurs relations mutuelles. On notera que la présence de la mésostase secondaire non déformée, signifie nettement que *les gneiss œillés ont bien recristallisé pendant le métamorphisme général*; ses relations avec les structures plus anciennes montrent qu'elle a été constituée en partie à leur détriment, par recristallisation de fragments émiettés et granulés lors des déformations.

Dans d'autres cas, la distinction précédente ne se justifie plus. Les yeux feldspathiques, quelles que soient leurs dimensions, sont engagés dans une mésostase granoblastique homogène. Ce type prévaut parmi les gneiss G₁ type La Preste, beaucoup de gneiss G₁ à la base des gneiss G₂ et de nombreux gneiss homogènes ou leptynites communs aux divers groupes gneissiques. En général, la mésostase est quartzo-feldspathique avec des micas peu abondants, mais, dans certains gneiss de La Preste, on observe une mésostase presque entièrement formée de quartz. La microphotographie n° 3, pl. 7 montre un exemple de mésostase homogène.

Il existe naturellement des intermédiaires entre des mésostases hétérogènes et homogènes.

c. MICROTECTONIQUE DES GNEISS. Les gneiss du Canigou étant des « tectonites » typiques, les déformations qu'ils ont subies sont généralement conservées avec une grande netteté à l'échelle du microscope.

La déformation est, en effet, responsable de la *texture œillée*, et comme les roches ont plus ou moins encaissé cette déformation, il existe divers types de texture qui

sont signalés au chapitre IX, page 225. Dans tous les cas, les yeux feldspathiques montrent un caractère microtectonique très important : ils n'englobent jamais les feuillets schisteux sous forme d'inclusions micacées ou autres (inclusions s. i. de Sanders). En général, les feuillets schisteux contournent et enveloppent l'œil feldspathique suivant des modalités diverses (fig. 1, pl. 7, par exemple). Ceci est parfaitement naturel dans le cas d'une texture blastoporphyrrique. Néanmoins, M. R. Perrin nous a fait remarquer (voir G. Guitard, 1955) sur un échantillon, que les feuillets schisteux buttaient contre un grand feldspath et disparaissaient brusquement à son contact. Nous avons pu vérifier depuis qu'il s'agit là d'une éventualité exceptionnelle dans les gneiss du Canigou (fig. 1, pl. 6). Pour M. Perrin — ainsi que pour Ch. Exner (1951) qui en figure également un exemple — l'interruption de la continuité des lits micacés au contact du feldspath signifie que ce dernier s'est développé comme un porphyroblaste. Nous pensons que cette interruption peut être provoquée par une blastèse périphérique autour d'un ancien feldspath, ce qui explique aussi que la schistosité ne passe pas au travers du feldspath, seul critère indiscutable, à notre avis, de porphyroblastèse dans les schistes cristallins.

Un autre caractère microtectonique important est que les yeux feldspathiques, et certains des minéraux de la mésostase fondamentale, sont fissurés, fracturés, cisailés, tronçonnés, souvent avec étirement et entraînement considérable des fragments. Des lamelles micacées peuvent alors être entraînées par les microcisaillements à l'intérieur d'un œil feldspathique et simuler des inclusions englobées. Ces aspects sont illustrés sur les figures 4 et 5, pl. 7. Les fissures et fractures sont d'ordinaire perpendiculaires ou légèrement obliques sur le plan de schistosité S₁. Leur colmatage s'effectue à la fois par granulation et recristallisation des débris, avec formation de la mésostase « secondaire ». Ces caractères microtectoniques se retrouvent également dans les « yeux » ou nodules de quartz, quand ils existent.

Si on considère, maintenant, l'ensemble de la roche, on peut reconnaître dans les gneiss du Canigou trois types de structures microtectoniques.

Déformation intense des « yeux » et de la mésostase, sans recristallisation importante. Il s'agit de déformation « postecristalline » (fig. 6, pl. 7). Cette structure n'apparaît qu'au voisinage des failles ou des mylonites.

Déformation intense des yeux et d'une partie de la mésostase. La mésostase « fondamentale » est généralement déformée; le quartz et les feldspaths, plus rarement les micas, ont une structure microlenticulaire. Les micas sont généralement tordus, étirés et s'entourent de débris micacés recristallisés en lamelles planes. En effet, il se mêle à ces minéraux déformés des micas en lamelles planes, formant parfois des structures « en arc polygonaux ». La mésostase secondaire plus ou moins abondante cristallise de manière statique, comme le montre en particulier la conservation de délicates structures blastiques, les myrmékites par exemple. Ceci signifie que la *recristallisation a duré plus longtemps que la déformation*. Cette

structure est la plus fréquente (fig. 1, pl. 7) et caractérise les gneiss du Canigou.

L'ensemble des minéraux présente des caractères de recristallisation statique comme le montrent en particulier la présence exclusive de structures « en arc polygonaux » (A. Demay, 1942) parmi les micas; cependant, la roche garde ses caractères extérieurs de « tectonite ». En général, la distinction entre une mésostase secondaire et une mésostase fondamentale ne s'impose pas dans ces roches. Ce type de structure à déformation « anté-cristalline », qui est le moins fréquent, est provoqué par une recristallisation plus tardive des gneiss au voisinage des massifs de granites (fig. 1, pl. 8 et cf. p. 212, chap. VIII).

2. Description minéralogique et pétrographique systématique.

Au microscope, l'examen rapide des gneiss du Canigou montre une minéralogie relativement simple. Les minéraux principaux, sont le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique et les micas. Mais après un examen plus approfondi, cette simplicité apparente fait place à une réalité plus complexe. Il devient alors nécessaire de distinguer plusieurs types de quartz, de feldspath, de micas comme l'a fait Ch. Exner (1949) dans ses belles études sur les gneiss des Tauern. Ces divers types d'une même espèce minérale peuvent être distingués par certaines propriétés minéralogiques, par leurs modes d'associations, et par leurs relations vis-à-vis d'autres minéraux ou structures. Dans cette étude, on a arbitrairement désigné les divers types individualisés par des chiffres romains. Cette numérotation est purement descriptive et non point chronologique. L'ordre d'apparition des minéraux sera discuté dans la mesure où il sera possible de le reconstituer. On peut certes reprocher à cette méthode descriptive son caractère éventuellement subjectif. Cependant, les études les plus précises sur la pétrographie des granites (voir par exemple Schermerhorn, 1956), procèdent de la même manière. Dans la mesure où les gneiss ceillés du Canigou sont essentiellement des orthogneiss dérivant de granites, cette méthode descriptive rendra plus aisées les comparaisons avec les descriptions de granites porphyroïdes.

LES FELDSPATHS

a. LES FELDSPATHS POTASSIQUES.

En l'absence d'une étude chimique des feldspaths, rendue difficile par l'existence de perthites, de phénomènes d'albitisation et d'inclusions variées, nous désignerons simplement par feldspath potassique tout feldspath essentiellement potassique sans préjuger du contenu en sodium et en calcium. Ces feldspaths potassiques renferment probablement moins de 5 % « d'albite » en solution solide, comme cela est le cas des feldspaths potassiques fortement ordonnés (cf. ci-dessous) [voir F. Laves et J. R. Goldsmith,

1961]. Une certaine confusion règne actuellement dans la nomenclature des feldspaths potassiques. On sait cependant que trois types de feldspaths existent effectivement : des formes réellement monocliniques, des formes pseudo-monocliniques, des formes réellement tricliniques dont le degré de « triclinisme » est variable (cf. ci-dessous). Dans ce travail, nous appellerons *orthose* un feldspath potassique optiquement monoclinique et dont l'indice de triclinisme $\Delta = 0$, et *microcline* un feldspath potassique optiquement triclinique dont l'indice de triclinisme est $\Delta > 0$. Cette terminologie simplifiée suffit pour un travail pétrographique. Rappelons que pour F. Laves et J. R. Goldsmith (1961), l'orthose n'est qu'un feldspath triclinique dont les macles sont « équilibrées » (hypothèse de Mallard).

Feldspaths potassiques I.

Ils forment les yeux feldspathiques et le feldspath potassique de la mésostase fondamentale. Ce sont d'anciens phénocristaux ou microphénocristaux plus ou moins régénérés (cf. ci-dessous, p. 158).

Morphologie. Les feldspaths potassiques I sont généralement ceillés mais il n'est pas rare d'observer des grands feldspaths à peu près idiomorphes (fig. 3, pl. 8). Dans quelques cas, ils sont aplatis suivant (010).

Macles. En général, on observe une macle simple avec [001] comme axe de macle. C'est presque toujours la macle de Carlsbad A, dont le plan d'accolement est voisin de (010), mais peut être également une surface quelconque (fig. 4, pl. 8). Dans ce cas cette surface passe cependant à un plan (010) dans la partie centrale du cristal. On a trouvé plus rarement la macle d'Ala avec [010] comme axe de macle. La macle du microcline i. e. une combinaison des macles de l'albite et de la péricline formant un quadrillage caractéristique, est très fréquente et se superpose aux macles simples précédentes. Le quadrillage peut s'étendre à l'ensemble de la plage feldspathique mais, plus souvent, il ne se manifeste que dans certaines parties. On voit donc des secteurs optiquement homogènes et des secteurs quadrillés. Ce quadrillage partiel apparaît surtout à la périphérie des plages (fig. 2, pl. 8), au voisinage des éléments de perthites ou d'inclusions, au voisinage des microfissures. En général, la valeur de 2 V ne varie pas sensiblement des parties quadrillées aux parties non quadrillées. La formation du quadrillage n'est donc pas provoquée par une variation du « degré d'arrangement » des atomes, mais par un simple accroissement de macles submicroscopiques. D'ailleurs, le quadrillage est toujours particulièrement évident. Enfin, dans certains gneiss fins de texture porphyrique (cf. p. 187) il existe des feldspaths potassiques I maclés suivant la loi Manebach-Baveno (fig. 6, pl. 12).

Symétrie. D'un point de vue pétrographique on peut étudier la symétrie des feldspaths potassiques au microscope (symétrie optique) ou aux rayons X par diffractométrie.

α. Méthodes optiques.

L'existence d'une extinction « moirée » où la présence du quadrillage permettent de reconnaître immédiatement que de nombreux feldspaths ont une symétrie triclinique. Pour les plages optiquement homogènes, il est nécessaire de déterminer l'orientation de l'indicatrice et de mesurer $2V$ au moyen de la platine théodolite. On sait, en effet, que du microcline non quadrillé et optiquement homogène n'est pas rare (microcline cryptoquadrillé de A. S. Marfunin, 1961).

— Orientation de l'indicatrice : nous avons déterminé (G. Guitard, 1955) les valeurs des angles formés par les trois directions N_p , N_g et N_m , et les directions normales aux clivages principaux (010) et (100). Les résultats sont consignés dans le tableau 29 qui donne également les valeurs de $2V$ correspondantes. D'après les diagrammes classiques de W. Nikitin (1933), légèrement modifiés par A. S. Marfunin (1961), sur 37 feldspaths étudiés, 24 ont des coordonnées voisines de celles du microcline typique, fortement ordonné (microcline « maximum », cf. ci-dessous), 13 ont des coordonnées intermédiaires entre celles du microcline et de l'orthose.

La valeur de l'angle \perp (010) Δn_g est importante puisqu'elle exprime nettement la symétrie optique du feldspath potassique : cet angle est égal à 0° pour l'orthose et atteint jusqu'à 24° pour le microcline « maximum ». Dans les feldspaths du Canigou mesurés, il varie de 3 à 20° ce qui prouve bien l'existence de termes intermédiaires entre le microcline et l'orthose. Le diagramme n° 74 donne les valeurs de \perp (010) Δn_g en fonction de $2V$ (cf. ci-dessous).

— Mesure de l'angle $2V$: l'angle des axes optiques a été mesuré à l'aide de la platine théodolite Bordet-Nomarski sur 231 plages de feldspaths potassiques I, avec une valeur moyenne de $-2V = 81^\circ$. Les résultats sont consignés dans l'histogramme de la figure 75 : dans 83 % des cas $-2V > 75^\circ$; pour 50 % des feldspaths $75^\circ < -2V < 80^\circ$; 7 % seulement des feldspaths ont $70^\circ > -2V > 60^\circ$.

— Interprétation des résultats optiques : les relations entre la structure et les propriétés optiques des feldspaths potassiques, depuis longtemps assez obscures, ont été précisées au cours de ces dernières années, en particulier par les travaux de A. S. Marfunin (1961).

Trois facteurs influent sur les propriétés optiques des feldspaths :

1° La présence de macles submicroscopiques « équilibrées » (1) ou non (hypothèse de Mallard).

2° Le « degré d'arrangement » de la trame Si. Al. O;

3° La composition des cryptoperthites.

L'orientation de l'indicatrice et la valeur des angles d'extinction dépendent à la fois du « degré d'arrangement » (formes ordonnées ou désordonnées) et de l'existence de macles submicroscopiques. Il en est de même, de l'indice de triclinisme Δ mesuré aux rayons X. Dans tous les cas, en effet, on apprécie une symétrie globale statistique. Par contre, la valeur de l'angle des axes optiques $-2V$ ne dépend pratiquement que du « degré d'arrangement » de

TABLEAU 29

DÉTERMINATION DE L'ORIENTATION
DE L'INDICATRICE
DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES I

N° lame	Clivage	N_p	n_m	n_g	$-2V$
8286.....	\perp (001)	80°	12°	85°	70°
6841.....	(010)	78°	80°	16°	72°
5899.....	(001)	89°	3°	87°	72°
7105.....	(001)	86°	8°	83°	75°
8286.....	(001)	77°	16°	90°	76°
7105.....	(001)	86°	10°	82°	76°
7088.....	(001)	82°	14°	79°	76°
9641.....	(001)	84°	10°	82°	76°
9641.....	(010)	84°	70°	14°	76°
8286.....	(001)	86°	15°	78°	77°
14586.....	(010)	87°	81°	5°	77°
7105.....	? (15.0.2)	18°	81°	72°	78°
7096.....	(010)	82°	88°	8°	78°
7111.....	(001)	86°	12°	81°	78°
6013.....	(001)	79°	12°	86°	78°
14586.....	(001)	81°	10°	84°	78°
5899.....	(001)	82°	10°	84°	80°
7101.....	(010)	74°	79°	20°	80°
5691.....	(001)	85°	12°	81°	80°
7101.....	? (15.0.2)	16°	82°	77°	80°
7027.....	(010)	72°	78°	21°	80°
7111.....	(010)	73°	83°	17°	80°
7111.....	(001)	85°	15°	74°	80°
7111.....	? (15.0.2.)	14°	78°	84°	80°
7111.....	(001)	88°	13°	75°	80°
7088.....	(001)	84°	12°	80°	80°
7105.....	(010)	82°	85°	10°	80°
8286.....	(010)	84°	83°	15°	80°
7096.....	(010)	86°	89°	3°	82°
6841.....	(001)	81°	14°	80°	82°
6013.....	(001)	84°	12°	82°	84°
7101.....	? (15.0.2)	14°	77°	90°	84°
7027.....	(010)	86°	78°	14°	84°
7027.....	(010)	80°	73°	18°	84°
6841.....	(010)	84°	78°	4°	84°
7088.....	(010)	79°	78°	18°	84°
7088.....	(010)	76°	86°	16°	88°

(1) Le terme signifie que les deux ensembles macclés sont également développés.

latrame Si-Al-O. — $2V$ est donc un paramètre très important pour estimer les relations ordre-désordre dans les feldspaths. Les feldspaths pour lesquels $-2V$ est petit ($-2V < 44^\circ$) sont réellement monocliniques, et peu ordonnés. Ceux pour lesquels $-2V > 44^\circ$ ont une symétrie variable pour des valeurs constantes de $2V$. Ils sont plus ou moins ordonnés et sont pseudomonocliniques ou tricliniques. Selon A. S. Marfunin (1961) il existe deux types de rela-

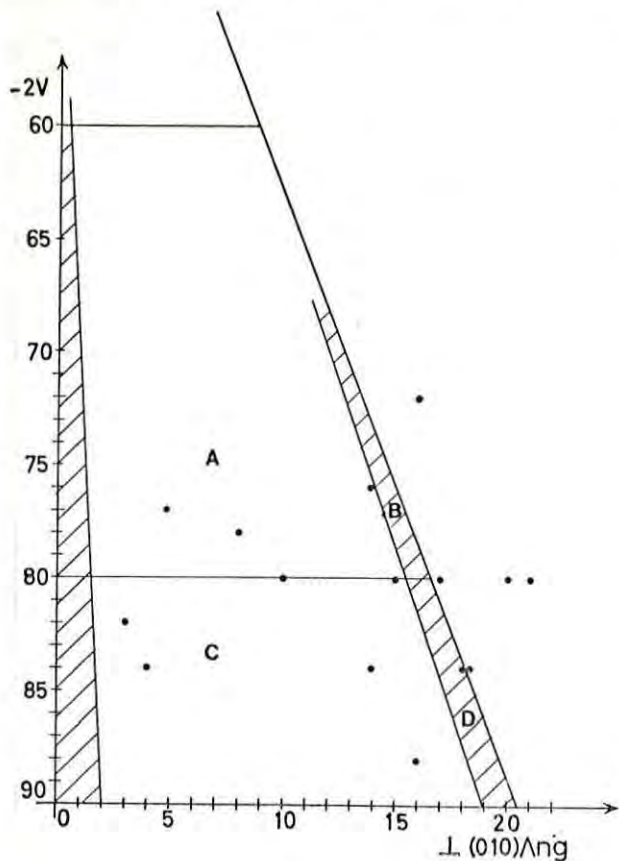


FIG. 74

Relation entre la valeur de l'angle $2V$ et celle de l'angle δ (angle entre la perpendiculaire à (010) et la direction principale ng) dans les feldspaths potassiques I.

La valeur de $2V$ est une mesure du degré d'arrangement et varie dans le même sens. La valeur de δ , qui exprime la symétrie optique, dépend à la fois du degré d'arrangement et de l'abondance des domaines submicroscopiques maclés qui varie en sens inverse de δ . La présence de ces domaines, lorsque les macles sont « équilibrées », provoque une symétrie optique monoclinique à partir de phases ordonnées tricliniques (feldspaths pseudomonocliniques). Marfunin (1961) a proposé une classification des feldspaths potassiques basée sur l'emploi des deux paramètres $2V$ et δ (ou Δ). Les feldspaths mesurés tombent dans quatre des domaines de la figure 74, qui sont des domaines de la classification de Marfunin : le domaine A est celui de l'orthose triclinique intermédiaire, le domaine B celui du microcline intermédiaire, le domaine C celui de l'orthose triclinique « low » et enfin le domaine D celui du microcline maximum. Les points qui tombent en dehors des domaines traduisent, selon MARFUNIN, l'imprécision des mesures effectuées par la méthode ordinaire de détermination à la platine théodolite.

tions ordre-désordre dans les feldspaths potassiques : 1° le « degré d'arrangement » peut varier sans que la symétrie ne cesse d'être monoclinique (soit réellement monoclinique, soit pseudo monoclinique); 2° l'évolution vers un état plus ordonné s'accompagne d'un changement de symétrie : monoclinique \rightarrow triclinique, avec « degré de triclinisme » variable. Il existe tous les états intermédiaires entre les formes ordonnées et les formes désordonnées suivant ces deux types. Ces relations sont exprimées sur le diagramme n° 74.

D'un autre côté, on sait que les feldspaths pour lesquels $-2V > 44^\circ$ sont des crypto ou des micropertithes (W. S. Mackenzie et J. V. Smith, 1959).

Ces travaux permettent de conclure, relativement aux feldspaths potassiques I des gneiss du Canigou, que :

— il n'existe aucune forme réellement monoclinique, car $-2V$ est toujours très nettement supérieur à 44° . Les orthoses décelées par diffractométrie aux rayons X (cf. ci-dessous) sont donc des formes pseudo monocliniques et leur symétrie globale s'explique par l'hypothèse de Mallard;

— tous les feldspaths potassiques I sont fortement ordonnés, et il n'existe pas de relation systématique entre le degré de symétrie optique et la valeur de $2V$. C'est ce que montre bien le diagramme 74 où pour des valeurs de $2V$ comprises entre -85° et -75° , la symétrie optique, définie par $\perp (010) \Delta ng$ varie largement depuis celle d'un feldspath voisin de l'orthose jusqu'à celle du microcline « maximum »;

— le constituant albitique des feldspaths est presque entièrement exsolvé.

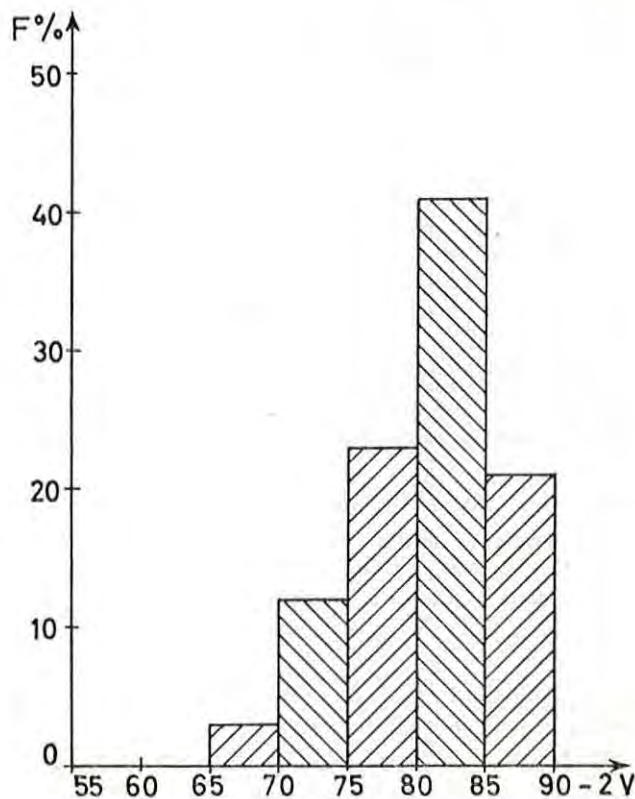


FIG. 75

Histogramme montrant la variation et la fréquence des valeurs de l'angle $2V$ dans les feldspaths potassiques I

β. Méthode diffractométrique.

Les feldspaths utilisés ont été séparés d'échantillons de roches prélevés au hasard, dans les gneiss du Canigou. L'isolement du feldspath est facile puisque les yeux sont centimétriques. Les principales impuretés sont le quartz, qui n'est pas gênant, et le plagioclase qui nous a obligé à abandonner bon nombre d'échantillons où les deux feldspaths étaient trop intimement associés (cf. ci-dessous albitisation). Grâce à l'obligeance de G. Sabatier (G. Guitard, E. Raguin et G. Sabatier, 1960) on s'est borné à enregistrer au diffractographe à compteur Geiger le diagramme de poudre de chaque feldspath en utilisant suivant la suggestion de J. R. Goldsmith et F. Laves (1954) la séparation des deux raies (131) et $(\bar{1}\bar{3}\bar{1})$, comme mesure conventionnelle du triclinisme.

Si Δ_0 est la différence des espacements réticulaires $d_{131} - d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}} = 0,08 \text{ kX}$ pour le microcline le plus triclinique, dit microcline « maximum », et Δ_1 est la même différence pour un échantillon donné, le pourcentage de triclinisme (ou indice de triclinisme) de cet échantillon est alors $\Delta = \Delta_1/\Delta_0 \times 100$. Ce sont les nombres qui figurent au tableau 30.

L'indice de triclinisme Δ varie de 0 pour l'orthose à 100 pour le microcline « maximum » caractérisé par les valeurs $\left\{ \begin{array}{l} \alpha = 90^\circ 39' \\ \gamma = 87^\circ 47' \end{array} \right.$ des angles de la maille. Les feldspaths potassiques dont la valeur de Δ est intermédiaire entre celle de l'orthose et celle du microcline très triclinique sont dits « microclines intermédiaires ». D'un point de vue pratique, pour les feldspaths franchement tricliniques ($\Delta > 60$) l'écartement des deux réflexions 131 et $\bar{1}\bar{3}\bar{1}$ est nettement supérieur à la largeur instrumentale des raies (fig. 76 a) et dans ce cas, la mesure exacte de Δ ne pose pas de problème. Pour l'orthose, on observe une réflexion unique et la largeur de la raie correspondante est la largeur instrumentale; dans ce cas $\Delta = 0$ (fig. 76 b). Pour les valeurs de Δ comprises entre 15 et 60, les deux réflexions donnent une raie unique, mais dont la largeur est supérieure à la largeur instrumentale (fig. 76 c). Dans ce cas, Δ peut être encore évalué, mais avec moins de précision. Enfin, si $0 < \Delta < 15$, l'élargissement de la raie est tout juste perceptible. Dans quelques cas, à la place d'une ou deux raies, on observe une bande dont la largeur est comparable à l'écartement des deux réflexions données par un microcline de fort triclinisme (fig. 76 d); dans ce cas, il faut admettre qu'à côté d'un tel microcline, il existe de l'orthose ou un microcline de très faible triclinisme. Ce dernier cas est indiqué sur le tableau 30 par la mention $m + t$. Sur tous les diffractogrammes l'écartement des réflexions a été mesuré à mi-hauteur de la déflection.

Comme on l'a déjà noté, la valeur de Δ dépend à la fois du « degré d'arrangement » de la trame Al-Si-O et de la présence de macles « subdiffractométriques ». Si, comme l'a montré F. Laves (1950), la quantité des domaines maclés albite-péricline A_1-P_1 « équilibre » celle des domaines maclés A_2-P_2 , le cristal aura une symétrie monoclinique (pseudomonoclinique); dans le cas où il y a déséquilibre, le cristal sera triclinique.

Pour les 53 feldspaths étudiés les résultats obtenus sont consignés dans le tableau 30 et la figure 77. Ces résultats s'accordent

assez bien avec ceux obtenus par les méthodes optiques. Dans 49 % des cas le degré de triclinisme Δ est compris entre 100 et 80 et correspond, grosso-modo, à celui du microcline « maximum ». 41 % sont des microclines « intermédiaires » dont le degré de triclinisme varie largement entre 80 et 15, enfin 10 % des feldspaths sont franchement monocliniques. La présence de l'orthose parmi les feldspaths I des gneiss du Canigou se trouve donc confirmée par la méthode diffractométrique. Il convient de noter que 3 déterminations ont montré l'existence d'un mélange très intime de matériel triclinique et monoclinique (1). Les corrélations entre l'indice de triclinisme Δ et la symétrie optique n'ont été établies que pour la valeur de l'angle d'extinction $n'p\Lambda$ (010) dans (001) mesuré sur frottis. Les résultats, assez satisfaisants, sont indiqués sur la figure 78.

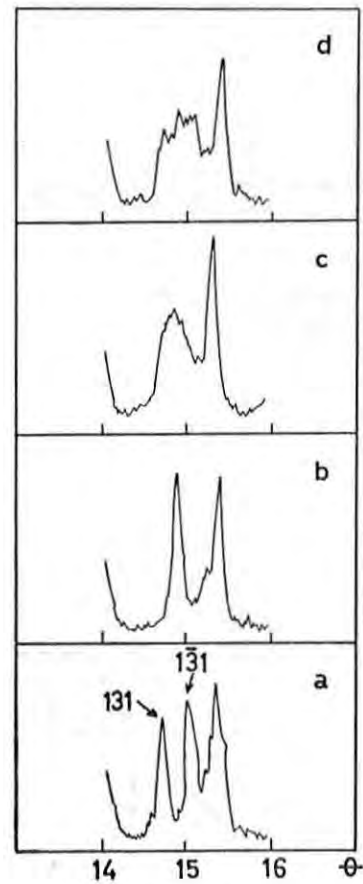


FIG. 76

Aspects caractéristiques du diffractogramme pour diverses variétés de feldspaths potassiques

On a représenté la partie du diffractogramme utilisée pour déterminer l'indice de triclinisme Δ en fonction de l'écartement des deux réflexions (131) et $(\bar{1}\bar{3}\bar{1})$. — Explication dans le texte.

(1) Postérieurement à la série de mesures données dans le tableau 30, neuf déterminations d'indice de triclinisme dans les grands feldspaths des gneiss G₂ ont donné les résultats suivants : $\Delta = 45; 60; 70; 70; 85; 85; 85; m + t; m + t$.

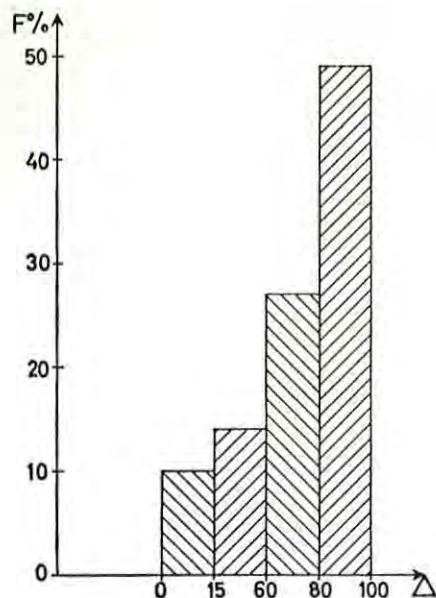


FIG. 77

Histogramme montrant la variation et la fréquence de la valeur de l'indice de triclinisme Δ dans les feldspaths potassiques des gneiss du Canigou.

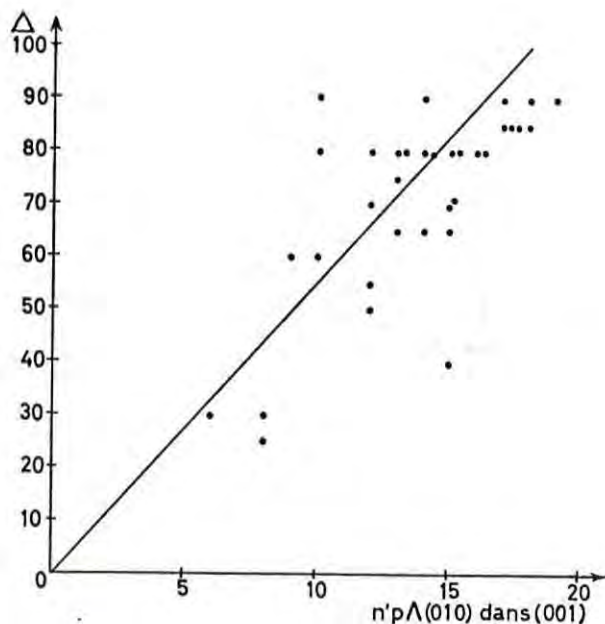


FIG. 78

Relation entre l'indice de triclinisme Δ et l'angle d'extinction $n'p \Lambda (010)$ mesuré sur les lamelles de clivage (001), dans les feldspaths potassiques I des gneiss du Canigou.

En résumé, l'étude de la symétrie des feldspaths potassiques I apporte les résultats importants suivants :

— il existe à la fois de l'orthose et du microcline, ce dernier étant largement prédominant. Les deux feldspaths peuvent être étroitement associés. L'orthose est pseudomonoclinique, comme l'indiquent les fortes valeurs de 2 V observées;

— on rencontre tous les intermédiaires entre l'orthose et le microcline « maximum », avec toutefois une forte proportion de microcline à fort triclinisme. La signification de ces résultats sera discutée ci-dessous p. 194.

Perthites. Les feldspaths potassiques I sont généralement des microperthites et même les feldspaths optiquement homogènes sont, en réalité, des cryptoperthites. La proportion de microperthites paraît être variable avec le type de gneiss. Dans les gneiss G_2 , il semble que 70 % environ des feldspaths I soient des perthites; dans les gneiss G_1 type La Preste et dans les gneiss homogènes, en général, il n'existe pratiquement que des microperthites. Dans certains gneiss G_1 type Carança, la proportion des feldspaths homogènes paraît l'emporter sur celle des microperthites.

Les éléments perthitiques, formés par un plagioclase acide — An = 5 % — 17 % dans quelques cas où la détermination a été possible —, ont été classés par O. Andersen (1928) et H. A. Alling (1932) en quatre catégories : les fuseaux, les films, les veines, et les taches. Dans les gneiss du Canigou, les perthites-veines sont de beaucoup les plus fréquentes, viennent ensuite les taches et les films. Ces trois types sont souvent associés dans une même plage (fig. 5, pl. 8). Les fuseaux sont très rares. L'importance des éléments perthitiques paraît être assez variable suivant les plages. Dans de nombreux gneiss homogènes et leptynitiques, et dans les gneiss de la Preste, la proportion de perthite est assez constante et varie autour de 50 % « orthose » - 50 % « albite » comme l'indique le tableau 31 (fig. 6, pl. 8), où cette proportion a été estimée à la platine intégratrice (G. Guitard, 1961). Il s'agit d'une sorte de « mésoperthite ».

Les veines semblent être également fréquentes et développées dans les feldspaths quadrillés, partiellement quadrillés et sans quadrillage. Dans les feldspaths partiellement quadrillés, les films se développent davantage dans les parties quadrillées. Mais il y a aussi le contraire : les films se forment dans les parties homogènes et le quadrillage prend naissance dans les parties veinées.

Un point très important est celui de l'origine des perthites : exsolution ou remplacement. On admet généralement que les fuseaux et les films sont des perthites d'exsolution typiques. Les veines ont été considérées par O. Andersen (1928) comme formées par remplacement, opinion certainement excessive (E. Spencer, 1945). Dans le cas des perthites du Canigou, il est certain que la majorité des perthites veines sont le produit d'une exsolution. C'est évidemment le cas pour les « mésoperthites » précédentes. En effet, les perthites forment un réseau localisé dans le feldspath potassique-hôte, sans communication avec les minéraux mésostasiques environnants. Les veines, comme les films, s'amenuisent et disparaissent souvent avant

TABLEAU 30

VALEUR DE Δ ET DE L'ANGLE D'EXTINCTION α DANS LES FELDSPATHS POTASSIQUES I
 $[\alpha = (010) \wedge n'p \text{ dans } (001)]$

Gneiss	Δ	(010) \wedge n'p	Gneiss	Δ	(010) \wedge n'p
G ₁	(30)	8°	G ₂	80	13°
	40	15°		80	15°
	(65)	14°		80	13°
	70	15°		80	16°
	70	15°		80	16°
	75	13°		80	15°
	85	17°		80	12°
	85	17°		80	-
	m + t	-		80	10°
				80	14°
				85	18°
G ₂	0	-	85	-	
	0	-	85	17°	
	(25)	8°	85	13°	
	(30)	6°	90	10°	
	(40)	-	90	14°	
	(50)	-	90	19°	
	(50)	-	90	18°	
	55	12°	90	-	
	60	10°	90	17°	
	65	-	90	-	
	65	14°	90	-	
	65	-	m + t	-	
	65	-	m + t	-	
	65	13°			
	70	-			
70	12°	G ₃	0	-	
70	-		90	-	
75	-				

TABLEAU 31. — COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DES MICROPERTHITES DE GNEISS G₁

Numéro	9642	9294	9294	9970	9970	9642	6839	9970	9642	9291	11543	9970
% Feldspath potassique	42	44	46	52	53	54	55	57	57	59	60	62
% Albite.....	58	56	54	48	47	46	45	43	43	41	40	38
- 2 V (feldspath K).....	84°	84°	90°	82°	-	80°	90°	80°	78°	78°	76°	-
Longueur intégrée en mm.....	50,0	27,0	57,2	46,0	57,0	35,0	85,5	27,6	64,5	35,5	39,4	40,0

d'atteindre les bordures du feldspath-hôte; elles ne s'anastomosent pas avec une frange albitique, cernant le pourtour de ce dernier.

D'autre part, la pénétration de minéraux mésostasiques à l'intérieur du feldspath-hôte, dans les fissures et les fentes, n'a aucune influence sur le développement des perthites bien qu'elle puisse provoquer diverses réactions blastiques. A l'appui de cette interprétation, vient encore l'absence générale des veines dans les microclines II mésostasiques (cf. ci-dessous). La figure 1, pl. 9, montre le contraste entre une « mésoperthite » I, et le microcline II mésostasique sans perthite, qui se développe à sa périphérie et dans une fissure qui la pénètre.

La coexistence de plusieurs types de perthites formés par exsolution n'a rien d'étonnant si l'on se rappelle la forme variée des exsolutions dans les minerais et les alliages, et si l'on admet que dans les roches à histoire pétrologique complexe le regroupement de l'albite a pu se faire en plusieurs étapes. Les travaux de Th. G. Sahama (1960) sur le processus d'exsolution de la néphéline dans les cristaux de kalsilite des laves, appuient cette manière de voir. Il se développe des associations à morphologie très variée au fur et à mesure que progresse l'exsolution : des « micropertthites » fines puis des « micropertthites » en veines, puis des taches et des couronnes périphériques. De même, les travaux de J. R. Goldsmith et F. Laves (1961) vont dans le même sens. Les auteurs ont étudié les relations possibles entre le degré d'arrangement des feldspaths alcalins et la forme des courbes du solvus correspondantes, aux diverses températures, et ils ont discuté ces relations suivant que l'équilibre était ou non atteint. La figure 79 donne la forme du solvus à l'équilibre. A haute température, une sanidine de composition X est stable. Au refroidissement, l'exsolution débute en Y et se poursuit jusqu'en A dans le domaine monoclinique, puis jusqu'en B dans le domaine triclinique, B donnant la composition d'un microcline fortement ordonné à basse température. Si l'équilibre n'est pas atteint — et on sait que les feldspaths potassiques sont très long à s'équilibrer — « an infinite variety of paths may be followed and a fascinating variety of states of order coupled with a varied exsolution history can result ». D'après J. R. Goldsmith et F. Laves, les perthites grossières (veines) seraient formées en premier lieu à haute température — parcours YA de la figure 79 — et les perthites fines apparaîtraient plus tard après que l'inversion orthose → microcline se soit produite, sous l'effet de l'accroissement du « degré d'arrangement », après le changement de symétrie. A l'équilibre — parcours AB de la figure 79 — les perthites fines sont la conséquence de la diminution de la mobilité ionique, à des températures de plus en plus basses. S'il n'y a pas d'équilibre, le parcours n'est plus AB mais l'une des

portions de solvus métastable de la figure 79, correspondant à un plus faible « degré d'arrangement ».

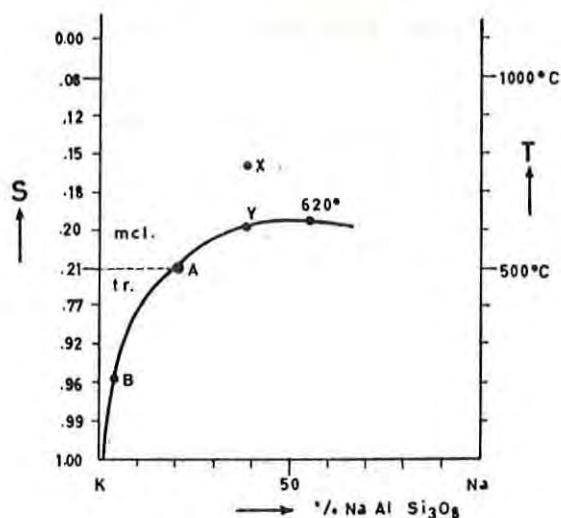


FIG. 79

Composition de la phase « feldspath potassique » des perthites d'exsolution pour diverses conditions d'équilibre (d'après Goldsmith et Laves 1961).

La courbe représente une partie du solvus correspondant à des feldspaths riches en K_2O . La transition feldspath monoclinique \rightleftharpoons feldspath triclinique est arbitrairement fixée à $S = 0,21$. S indique conventionnellement le degré d'arrangement, qui varie avec la température; S est défini dans la publication citée ci-dessus.

Il est cependant possible que des perthites en taches se soient formées par remplacement. Ceci est étayé par la fréquence de « l'albitisation » du feldspath potassique I (albite en échiquier : cf. ci-dessous) dans certains gneiss, avec des termes de passage entre des taches d'albite et des feldspaths totalement albitisés. Certaines associations de perthites en veines et taches ont pu être formées par un processus complexe d'exsolution et de remplacement interne. Ainsi, les taches d'albite peuvent se développer au contact de plagioclases primaires inclus dans le feldspath potassique I (cf. ci-dessous), en même temps qu'il se forme des perthites-veines par exsolution. Les veines finissent par s'anastomoser avec les inclusions, qui s'albitisent, et perdent leur forme propre pour se fondre dans des taches albitiques. Ce processus est illustré par la figure 2, pl. 9. On verra par la suite (chap. VII) que l'existence de perthites complexes formées à la fois par exsolution et par remplacement s'explique bien par l'origine magmatique des feldspaths I. Les perthites d'exsolution se sont formées les premières au cours du refroidissement progressif des feldspaths; puis, sous l'effet des phénomènes deutériques, des remplacements se sont produits à plus basse tempéra-

ture. Ils ont été rendus possibles par la grande facilité de l'échange des alcalins entre les feldspaths, dans des conditions hydrothermales, comme le suggèrent les expériences de laboratoire (J. Wyart et G. Sabatier, 1959-1960).

Structures « rapakiwi » et inclusions plagioclasiques orientées. Les feldspaths potassiques I à structure « rapakiwi » et à inclusions disposées en zone, sont très fréquents dans les gneiss du Canigou, particulièrement dans les gneiss G₂ (Guitard, 1963).

Ces feldspaths sont constitués par :

1° Une *plage centrale* de micropertithe formée par le feldspath potassique I.

2° Une *écorce de plagioclase* dont la largeur varie de 1 à 10 mm (fig. 3 et 4, pl. 9) chemise entièrement la plage centrale. Le plagioclase de l'écorce ou plagioclase II (fig. 6-7, pl. 9), a les caractères du plagioclase I. Maculé polysynthétique suivant la loi de l'albite ou de l'albite-carlsbad, il est souvent cristallographiquement orienté de telle sorte que le plan (010) coïncide avec celui du feldspath potassique hôte et il est parfois d'orientation quelconque. Bien que souvent idiomorphe, sa bordure en contact avec la plage centrale peut être cependant irrégulière et comme corrodée. A la partie périphérique de l'écorce, du quartz graphique en grandes plages (fig. 5, pl. 9) se mêle au plagioclase. La composition de ce dernier varie assez largement entre 5 et 28 % An. Ceci est provoqué par l'albitisation secondaire de ces plagioclases, peut-être en liaison avec le développement des perthites dans le feldspath hôte. En l'absence d'albitisation, le plagioclase de l'écorce est souvent zoné et sa composition varie de An = 16 % à An = 28 % de la périphérie vers le centre. Cette zonation, de caractère primaire, se distingue bien des franges albitiques plus tardives (An = 0 à 6 %) qui peuvent cerner la périphérie du plagioclase II. Celui-ci est en général finement séricitisé, et se charge parfois d'inclusions de zoïsite ou d'épidote, qui soulignent certaines zones, ou sont rassemblées au centre de la plage. La basicité initiale du plagioclase a donc été plus forte. Quand les plagioclases sont albitisés, ils tendent à perdre leur individualité, leurs bordures deviennent floues et se rattachent par des isthmes aux perthites veines et taches.

Le plagioclase de l'écorce, qui est antérieur aux perthites et possède les caractères du plagioclase I, est un plagioclase primaire. Ainsi, l'écorce plagioclasique est formée antérieurement aux microfissures tectoniques qui accidentent les yeux feldspathiques, car elle est « rejetée » par ces fissures dont elle ne frange jamais les bordures.

Les écorces plagioclasiques de nos feldspaths I sont absolument analogues à celles des feldspaths « rapakiwi » de Finlande comme on peut s'en assurer par comparaison (1).

3° Les *inclusions plagioclasiques* orientées et disposées en zone sont formées d'un plagioclase II analogue au précédent et comme lui d'origine primaire. On distingue des inclusions cristallographiquement orientées (fig. 1, pl. 10), les plus nombreuses, souvent associées à des lamelles de biotite également orientées, et des inclusions semblables, mais non orientées. Les inclusions en zone sont associées à la structure « rapakiwi », c'est le cas général; elles sont, quelquefois indépendantes. Les inclusions orientées s'ordonnent suivant les plans de clivage principaux des feldspaths (001 et 010). Les inclusions prédominent à la partie externe de la plage centrale et leur orientation tend à être la même que celle des plagioclases de l'écorce (fig. 7, pl. 9). Deux zones d'inclusions à peu près concen-

triques existent parfois dans la plage centrale (fig. 2, pl. 10). Les contours des inclusions de plagioclase II sont tantôt idiomorphes (fig. 3, pl. 10), tantôt irréguliers et flous. Cette dernière éventualité se produit quand le plagioclase est albitisé. Il s'anastomose alors plus ou moins complètement avec les veines de perthites et finit par former des taches où le noyau plagioclasique primaire n'est presque plus reconnaissable.

Le plagioclase de l'écorce et celui des inclusions zonées sont parfois recoupés par des microfissures à remplissage de quartz, feldspath potassique II, myrmékite, qui sont des associations typiques de la mésostase secondaire (fig. 6, pl. 14). C'est une preuve supplémentaire de leur origine primaire.

La présence de structure « rapakiwi » et d'inclusions de plagioclase disposées en zone dans les feldspaths potassiques I des gneiss du Canigou, est d'une très grande importance pour le problème de leur origine (cf. chap. VII ci-dessous). En effet :

— les structures « rapakiwi » sont caractéristiques de certains granites et de leurs contacts. On les a cependant signalées quelquefois dans les rhyolites. L'interprétation de ces structures n'est pas simple et a suscité des explications divergentes : origine magmatique ou origine métamorphique (voir l'excellente mise au point de E. Raguin, 1957, p. 59). L'origine magmatique est cependant la plus vraisemblable. D'après les données actuelles, on pourrait prévoir trois modes de formation des écorces plagioclasiques à la périphérie des feldspaths potassiques :

1. Remplacement métasomatique sous l'influence de fluides alcalins qui agissent à la périphérie des feldspaths potassiques (voir J. Wyart et G. Sabatier, 1959-1960). P. M. Orville (1962) a produit expérimentalement des franges d'albite à la périphérie du microcline par simple réaction d'échange (action d'une solution de Cl Na à 600° et 2.000 bars de pression). Dans ce cas, il se forme une seule plage d'albite régulièrement orientée sur le feldspath-hôte. Mais si un plagioclase intervient au lieu de l'albite, il doit se produire nécessairement de la myrmékite (cf. p. 165). Cette explication ne convient donc pas au cas des écorces plagioclasiques de nos feldspaths I.

2. Exsolution. Les études de Th. G. Sahama (1960) sur les exolutions de néphéline dans la kalsilite montrent qu'une écorce de néphéline, plus ou moins large, peut se former à la périphérie des plages de kalsilite, en même temps d'ailleurs que des veines « micropertithiques » de néphéline dans le centre de ces plages. Étant donné l'analogie structurale entre les feldspaths alcalins et les feldspathoïdes, il est possible qu'un tel processus intervienne dans le cas des feldspaths sodipotassiques. Dans ces conditions, on peut s'attendre à ce que l'orientation du plagioclase de l'écorce soit la même que celle du plagioclase dans les veines et les taches perthitiques de la plage centrale. Surtout, la composition du plagioclase doit être analogue dans les perthites et dans l'écorce. Ces conditions ne sont pas toujours satisfaites dans le cas des feldspaths « rapakiwi » du Canigou. D'après A. G. Sylvester (1962) ce processus aurait pu jouer dans certains microclines à écorce oligoclasique.

3. Cristallisation magmatique : en s'appuyant sur les déductions tirées des données expérimentales (diagramme d'équilibre du système orthose — albite — anorthite avec quartz en excès, sous pres-

(1) De belles préparations de granite rapakiwi de Finlande m'ont été communiquées par M. J. Ravier auquel j'adresse mes remerciements

sion d'eau, à 2.000 bars) et sur des études précises de la composition des phases feldspathiques, D. B. Stewart (1959) a démontré qu'il était possible d'expliquer la formation des structures « rapakiwi » durant la période terminale de la cristallisation magmatique, dans un magma riche en substances volatiles vers 675-680°. La théorie proposée est d'autant plus satisfaisante qu'elle explique la coexistence fréquente de feldspaths potassiques normaux et de feldspaths potassiques à écorce plagioclasique, ainsi que l'existence de structures « antirapakivi ».

En somme, les deux dernières hypothèses, qui sont les plus satisfaisantes, impliquent évidemment l'origine magmatique des feldspaths potassiques I.

— les plagioclases orientés et disposés en zones dans les feldspaths potassiques ont été décrits par Maucher (1943) dans les phénocristaux de trachytes et de porphyres syénitiques, et par Wallace (1956) dans ceux de rhyolites, de monzonites et de porphyres granitiques. L. J. Schermerhorn (1956) les décrit également dans les phénocristaux des granites porphyroïdes du Portugal qu'il considère comme magmatiques. Enfin, G. Frasl (1954) a décrit de remarquables exemples de phénocristaux à zones plagioclasiques dans les granites et les gneiss d'Autriche, en particulier dans les Hohen Tauern à la suite de Ch. Exner (1949). Dans ce dernier cas, il admet qu'il s'agit d'anciens feldspaths magmatiques repris dans le métamorphisme régional (G. Frasl, 1957).

En conclusion, les feldspaths potassiques I chemisés par une écorce plagioclasique ou à inclusions de plagioclase — et biotite — orientées en zone ont une origine magmatique. Ils sont très fréquents parmi les gneiss du Canigou.

Feldspath potassique II.

Ce feldspath, très développé dans la mésostase, spécialement dans la mésostase secondaire, est d'ordinaire de très petites dimensions (0,01 à 0,04 mm). Parfois, sous forme de plages plus grandes, atteignant jusqu'à 2 mm, il est imbriqué à la bordure des plages de feldspath potassique I ou de plagioclase I, auxquels il peut se substituer et susciter indirectement, au contact du plagioclase, la formation de myrmékite (cf. ci-dessous). Il est toujours en plages xéno ou granoblastiques. Le feldspath potassique II montre tantôt un quadrillage fin et net, tantôt une extinction faiblement moirée.

Les feldspaths potassiques II ont en commun les caractères suivants :

- ils ne sont jamais maclés Carlsbad;
- ils renferment un peu de perthite, généralement du type film.

La figure 5 de la planche 10 montre l'association du microcline II et du plagioclase III mésostasique.

L'étude de ce feldspath est rendue difficile par sa petite taille. La présence du quadrillage ou de l'extinction

moirée prouve qu'il s'agit bien d'un feldspath triclinique, d'un microcline. Trente-huit mesures de l'angle des axes donnent la moyenne : $-2V = 82^\circ$ (fig. 80).

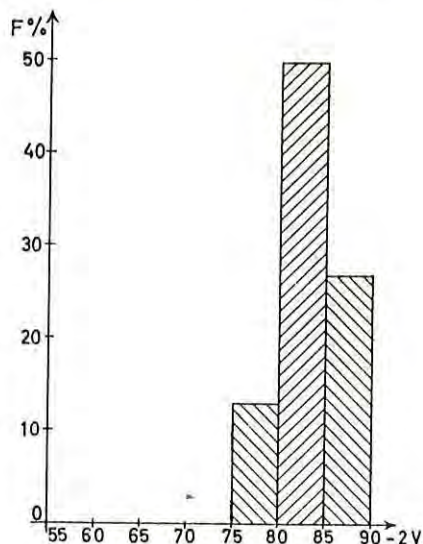


FIG. 80

Histogramme montrant les variations de l'angle $2V$ dans le microcline II mésostasique des gneiss cillés

Le feldspath potassique II peut renfermer des files d'inclusions fluides.

Feldspath potassique III.

C'est un microcline toujours parfaitement quadrillé, mais jamais maclé Carlsbad, totalement dépourvu de perthite, avec $-2V = 78 - 86^\circ$. Il se développe sélectivement dans le plagioclase I (microclinisation, voir ci-dessous) [fig. 6, pl. 10], dans lequel il peut aussi former de l'antiperthite en taches. La myrmékite n'apparaît pas au contact du plagioclase hôte, probablement parce que ce dernier est trop albitique.

Feldspath potassique IV.

Ce sont des plages d'adulaire caractérisées par l'absence de quadrillage, les valeurs de $-2V$ inférieures à 65° , leur symétrie optique monoclinique. Ce feldspath n'a été rencontré, d'ailleurs exceptionnellement, que comme remplissage de fissures dans le plagioclase I ou en plages de remplacement à l'éponte de ces fissures. C'est un minéral hystérogène.

Relations chronologiques entre les divers types de feldspaths potassiques.

L'absence, la rareté ou le faible développement des perthites dans les feldspaths potassiques II et III prou-

vent que ces feldspaths ont pris naissance à plus basse température que les feldspaths potassiques I (cf. ci-dessous, p. 194). D'un autre côté, les feldspaths potassiques II se développent dans les fentes (fig. 1, pl. 11) et fissures tectoniques qui recoupent les feldspaths I préexistants. Il est donc certain que *les feldspaths potassiques II sont plus jeunes que les feldspaths potassiques I*. Les feldspaths potassiques II sont en effet symmétamorphiques (cf. p. 158) et représentent la forme stable du feldspath potassique au moment de la recristallisation hercynienne des anciens granites précambriens en gneiss œillés. Les feldspaths potassiques I sont au contraire antémétamorphiques et représentent des feldspaths régénérés lors du métamorphisme hercynien (cf. p. 158). Quant à l'adulaire (feldspath IV), il est bien connu qu'il s'agit d'un minéral tardif comme le montrent ces conditions de gisement.

Les relations chronologiques entre les feldspaths II et III sont intéressantes à préciser mais plus difficiles à établir. Dans beaucoup de cas le feldspath III, bien que formé à basse température, comme semble le montrer l'absence totale de perthite, paraît être plus ancien que le feldspath potassique II (voir p. 161). Comme le feldspath I, ce serait un feldspath antémétamorphique.

Remarques sur la signification de la macle quadrillée dans les feldspaths potassiques.

La macle quadrillée (macle du microcline) se développe à la fois dans les feldspaths anciens des gneiss du Canigou (feldspaths potassiques I et III) et dans beaucoup de feldspaths mésostasiques formés lors de la recristallisation métamorphique (feldspath potassique II). On sait qu'à la suite des recherches cristallographiques de A. Kolher (1949), et surtout de F. Laves (1950), la superposition des macles de l'albite et de la péricline déterminant le quadrillage des microclines, ne peut être expliquée qu'en admettant l'origine monoclinique des feldspaths, puis leur transformation ultérieure en phase triclinique. Aux rayons X, en effet, on met en évidence une orientation remarquable entre les macles de l'albite (A) et de la péricline (P) dans les microclines : A_1 et A_2 étant deux individus maclés albite, et P_1 et P_2 deux individus maclés péricline, le plan de la macle de l'albite (010) est perpendiculaire à [010], cette rangée étant l'axe de la macle de la péricline. Or, dans les cristaux tricliniques, (010) n'est pas perpendiculaire à la rangée [010] qui est une « pseudo-normale ». *La macle du microcline ne peut donc appartenir qu'à un cristal qui a d'abord été monoclinique.*

L'opinion de F. Laves a été récemment contestée par quelques pétrographes (par exemple V. Marmo, 1962), pour qui le quadrillage serait une propriété intrinsèque des feldspaths tricliniques. On fait alors

remarquer qu'il existe des microclines quadrillés formés en dessous de la température d'inversion orthose \rightarrow microcline. Cependant, on ne peut pas ignorer que l'apparition du quadrillage à partir d'une forme monoclinique antérieure, n'implique nullement que le microcline ait d'abord cristallisé dans le champ de stabilité de l'orthose. On connaît, en effet, de nombreux exemples où un cristal atteint son état d'équilibre, à température et pression constantes, en passant par l'intermédiaire d'une forme métastable. Dans le cas des feldspaths potassiques, si longs à s'équilibrer, la cinétique de la réaction doit jouer un grand rôle et le fait ne doit pas surprendre. L'exemple des adulaires est d'ailleurs suffisamment connu.

Dans le cas particulier des gneiss du Canigou, on peut penser que les anciens feldspaths quadrillés (feldspaths potassiques I) sont effectivement passés par une forme monoclinique de haute température et ont cristallisé initialement dans le domaine de stabilité de cette forme. Les anciens granites dont dérivent les orthogneiss œillés du Canigou sont passés, comme tous les granites, par un stade magmatique. Les feldspaths potassiques I sont les anciens phénocristaux de ces granites. Peut-être, déjà au cours de la phase deutérique post-magmatique, en tout cas certainement lors de la recristallisation métamorphique de ces anciens granites, sous l'influence d'un recuit, *les anciennes orthoses ont été généralement transformées en microcline*, ce feldspath représentant la forme stable du feldspath potassique, dans les conditions de pression et de température du métamorphisme mésozonal ayant affecté les gneiss (faciès des amphibolites de bas degré). Cependant, il subsiste des plages d'orthose sous forme de reliques (cf. p. 194). Leur persistance est due à la grande difficulté de la transformation orthose \rightarrow microcline, dans le cas où l'orthose a préalablement cristallisé dans son domaine de stabilité. La présence de ces reliques est une preuve de la nature orthogneissique des gneiss œillés. Les anciennes macles de Carlsbad des phénocristaux ont persisté dans ces conditions, car les cristaux maclés ont une énergie libre plus grande que celle des mêmes cristaux non maclés, et le métamorphisme de moyen degré est impuissant à franchir la « barrière d'énergie » ainsi créée.

Les feldspaths quadrillés (feldspaths potassiques II) formés en dessous de la température d'inversion orthose \rightarrow microcline, pendant le métamorphisme régional, ont bien cristallisé dans le champ de stabilité de la forme triclinique, mais sont passés par un stade monoclinique métastable conformément à l'hypothèse de F. Laves. Dans ce cas l'inversion est totale et on n'observe pas de reliques d'orthose (influence de l'eau comme catalyseur : G. Guitard, E. Raguin et G. Sabatier, 1960).

Un cas intéressant est celui du microcline III. Dans l'hypothèse où il s'agit d'un feldspath potassique formé par remplacement d'un plagioclase I (1) [cf. ci-dessous, p. 161], la présence d'une macle quadrillée peut être expliquée à la lumière des expériences de J. Wyart et G. Sabatier (1959-1960). Si les *échanges d'ions alcalins sont très faciles entre l'albite et le microcline*, dans le cas des plagioclases, de tels échanges s'accompagnent en plus d'une modification de la trame Al-Si-O, impliquant la mobilité des ions Al et Si. Cette modification est catalysée par l'action de l'eau sous pression, et l'on obtient dans ces conditions, au laboratoire, dès 500°, un feldspath dit de « haute température », c'est-à-dire une forme désordonnée. C'est cette forme monoclinique, formée à basse température, qui pourra ultérieurement se transformer en une forme ordonnée et quadrillée. L'acquisition du quadrillage a pu être précoce, au cours d'une phase deutérique, lors de la mise en place de l'ancien granite, ou beaucoup plus tard, lors du métamorphisme, au cours duquel la pression d'eau était assez forte.

Dans l'hypothèse où le microcline III représente une exsolution, le mécanisme proposé ci-dessus reste valable : on est en présence d'un simple « réarrangement » à l'échelle de la phase cristalline.

b. LES PLAGIOCLASES.

Plagioclase I.

C'est un feldspath ancien partiellement régénéré par le métamorphisme. Il forme des yeux feldspathiques ainsi que le plagioclase de la mésostase fondamentale. Plusieurs plagioclases I sont parfois accolés de façon quelconque dans les yeux « composites ».

Teneur en anorthite. — Elle est variable, mais en général ce sont des plagioclases acides. Pour chacun des groupes gneissiques, les teneurs en anorthites varient comme l'indique le tableau 32.

TABLEAU 32

	An % moyen	An % maxi.	An % mini.	Nombre de détermi- nations
Gneiss G ₁ Carança...	10	22	0	40
Gneiss G ₁ La Preste..	5	10	0	20
Gneiss G ₂	24	48	13	45
Gneiss G ₃	28	50	18	15

Les déterminations ont été faites sur des sections orientées. On a utilisé les valeurs des angles d'extinction dans les sections parallèles à (010), perpendiculaires à *np* ou perpendiculaires à la fois à (001) et (010), avec ou sans l'aide de la platine théodolite Bordet-Nomarsky.

Ces mesures ont été souvent complétées par la détermination de 2V comme l'indique la figure 81 pour les gneiss G₁ et G₂. Il s'agit donc, en général, d'albite ou d'oligoclase, la composition du feldspath variant d'ailleurs avec la composition chimique des gneiss. Mais le plagioclase I peut être albitisé, comme nous le verrons.

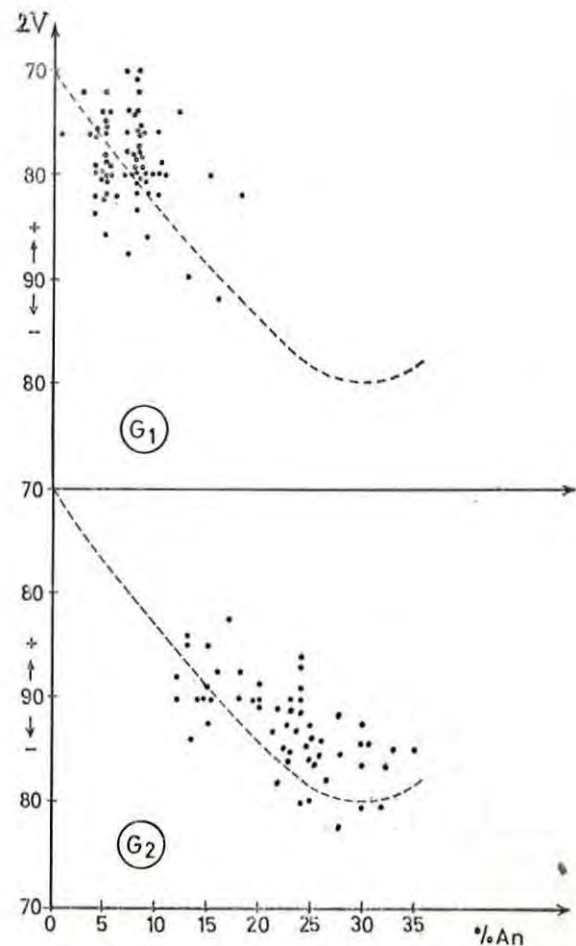


FIG. 81

Relation entre la teneur en anorthite des plagioclases et la valeur de l'angle 2V dans les gneiss G₁ et G₂. La courbe en pointillé indique idéalement cette relation pour les plagioclases dits de basse température d'après Kaaden (1951).

(1) De bons exemples de remplacement de l'albite par l'orthose sont décrits dans les kératophyres sous l'action d'une « métasomatose interne » de caractère deutérique (cf. M. H. Battey, 1955).

Zonation. — Dans les gneiss G_2 et G_3 , les plus basiques, on rencontre souvent des plagioclases zonés. Les zones sont toujours peu nombreuses (2 à 4) et leurs limites sont d'ordinaire un peu floues. La zonation est en général normale, comme le montre le tableau 33.

TABLEAU 33

Périphérie An %	Zone intermédiaire An %	Centre An %
20	24	29
17	20	33
13	20	30
20	24	35
20	33	48
14	30	24
15	22	25

Dans quelques plages on observe des zonations résiduelles avec des aspects de corrosion primaire. On trouve par exemple des cœurs d'un plagioclase plus basique formant des résidus de contours irréguliers au sein du plagioclase I (fig. 2, pl. 11), comme cela est bien connu dans les plagioclases des roches magmatiques.

Nous distinguerons de la zonation les franges albitiques périphériques (cf. ci-dessous, p. 167), qui sont des structures secondaires et non primaires. De même, les plages d'albite secondaire peuvent se développer à l'intérieur du plagioclase I.

Macles. — Les macles sont constantes : macles de l'albite polysynthétique, souvent combinée à la macle de Carlsbad et moins fréquemment à la macle de la péricline. L'étude détaillée des macles complexes reste à faire. Cependant, il y a lieu d'insister sur le grand nombre de lamelles maclées polysynthétiques de nos plagioclases, qui atteint couramment 40 à 50 par plage. Ces multiples répétitions de macles suggéreraient, d'après A. Kolher (1949), l'origine « haute température » des plagioclases. Elles appartiennent au type des « macles secondaires » de J.A. Vance (1961), formées après la croissance du cristal.

Séricitisation. — Le plagioclase I est toujours séricitisé. La séricite peut être distribuée assez uniformément bien qu'elle tende généralement à se raréfier à la périphérie des plages. Mais elle est parfois très irrégulièrement distribuée : elle souligne certaines zones des cristaux ou n'apparaît qu'à la périphérie des plages sous forme d'îlots tout à fait irréguliers. La séricitisation s'est probablement produite à plusieurs

époques de l'histoire des gneiss. Une partie de la séricite est probablement liée à l'intervention d'anciens phénomènes deutériques, une autre partie est vraisemblablement liée à une phase rétrograde métamorphique. On doit distinguer de la séricite ordinaire la muscovite qui imprègne parfois les clivages du plagioclase I sous forme de grandes lamelles planes orientées (fig. 2, pl. 16). Cette association a été souvent décrite dans les plagioclases des granites et nous reviendrons plus loin sur sa signification.

Il existe souvent des inclusions d'épidote et de clinzoïsite dans les plagioclases I séricitisés des gneiss G_2 et G_3 . Plus rarement, on y trouve de la chlorite, de la calcite et de la zoïsite.

Anthiperthite et « microclinisation ». — La formation d'antiperthite et la « microclinisation » affectent sélectivement le plagioclase I. L'antiperthite, sous forme de microcline III, peut se rencontrer dans les plagioclases de toutes les variétés de gneiss, mais particulièrement dans les gneiss G_2 et G_3 plagioclasiques. Elle forme toujours des petites taches (fig. 3, pl. 11), peu nombreuses, mais semblablement orientées.

L'absence d'antiperthite fine et régulièrement disséminée, la localisation fréquente des taches à la périphérie des plages, l'association possible avec une « microclinisation » étendue, pourraient suggérer une origine par remplacement. Il s'agit, comme pour la « microclinisation », d'un processus ancien. Rappelons l'existence de l'antiperthite en tache dans certains plagioclases des niveaux de « gneiss granulés » de l'enveloppe paléozoïque (cf. p. 124).

La « microclinisation » du plagioclase, qui paraît être indissociable de la formation de l'antiperthite, se traduit par de grandes plages de microcline III remplaçant largement le plagioclase I (fig. 6, pl. 10). Ce processus peut affecter tous les types de gneiss, mais on rencontre les plus beaux exemples dans les gneiss homogènes ou les leptynites œillées des gneiss G_1 , où le plagioclase I est de l'albite. Le microcline III sous forme d'une plage unique ou de plusieurs plages semblablement orientées, possède la même orientation cristallographique que le plagioclase-hôte : les plans de macle (010) sont en coïncidence (fig. 4, pl. 11). La localisation du microcline III est absolument quelconque au sein du plagioclase, et ce feldspath potassique n'est jamais en continuité avec le microcline méso-stasique. La « microclinisation » est donc un processus particulier au plagioclase I. Comme nous l'avons remarqué, le microcline III remplaçant est un feldspath de basse température, dépourvu de perthites. D'autre part, les plages « microclinisées » sont recoupées par des fissures à remplissage de plagioclase III (fig. 5, pl. 11) et de microcline II, en liaison avec la recristallisation métamorphique (cf. ci-dessous). On peut en

déduire l'antériorité de la « microclinisation ». Des « remplacements » du plagioclase par le feldspath potassique, du même type que ceux étudiés ici, ont été décrits dans les phénocristaux de porphyres volcaniques (voir, par exemple, M.H. Battey, 1955) ou granitiques (G.H. Anderson, 1937). Ces « remplacements » sont alors interprétés comme le résultat d'actions deutériques ou d'une endométasomatose post-magmatique. Le même processus a certainement dû jouer pour les phénocristaux des orthogneiss du Canigou. Ceci ne saurait étonner, si l'on se rappelle la facilité avec laquelle il est possible d'échanger au laboratoire des ions alcalins dans les feldspaths, si on opère sous pression d'eau (J. Wyart et G. Sabatier, 1956). On sait que dans ces conditions, on obtient, à des températures aussi basses que 400°, des formes de feldspaths dites de « haute température » (cf. p. 160). C'est également ce que l'on peut observer dans la nature : dans les kératophyres étudiés par M.H. Battey (1955), le feldspath remplaçant est de l'orthose monoclinique. Rappelons encore que le microcline III parfaitement quadrillé, n'a pas cristallisé comme tel à basse température, mais s'est formé au détriment d'un feldspath monoclinique métastable antérieur. On sait aussi que des feldspaths potassiques authigènes se forment par remplacement du plagioclase dans les sédiments (R.L. Hay, 1960).

Plagioclase II.

Il est en inclusion dans les grands feldspaths I, surtout dans le feldspath potassique. Sa composition et ses caractères sont identiques à ceux du plagioclase I; il s'agit également d'un feldspath ancien. Les inclusions de plagioclase II, souvent associées à de la biotite, ont une disposition quelconque, ou sont orientées suivant les directions cristallographiques du feldspath-hôte. Ces dernières ont été décrites ci-dessus p. 157. Il existe parfois autour du plagioclase II une frange albitique ou un liséré de quartz, mais la myrmékite ne s'y forme que très rarement. Des inclusions de plagioclase orientées ou non, sont très fréquentes dans les phénocristaux des roches magmatiques (cf. ci-dessus, p. 158).

Plagioclase III.

Ce sont les plagioclases mésostasiques de petite dimension (0,02-0,05 mm) que l'on rencontre également dans les fissures des yeux feldspathiques. Il semble que l'on puisse en distinguer deux sortes :

Plagioclase IIIa. — C'est un plagioclase xénoblastique (fig. 5, pl. 10), de contour irrégulier, généralement dépourvu de macles; quand ces dernières existent, se sont des macles de l'albite à lamelles rares. Il existe parfois une légère zonation diffuse. Ce feldspath est

toujours finement séricitisé et renferme parfois de l'épidote ou de la zoïsite. Il peut aussi être entouré d'un liséré albitique. Il suscite souvent la formation de myrmékite au contact du feldspath potassique.

Ce plagioclase est très fréquent dans la mésostase secondaire des gneiss G_1 type Carança et des gneiss G_2 et G_3 . Étant donné l'absence habituelle des macles et la petitesse des plages, les déterminations du pourcentage d'anorthite ont été très difficiles. C'est un plagioclase acide, car l'indice est plus faible que celui du quartz, mais qui n'est pas de l'albite pure, car il est parfois lui-même entouré d'une frange albitique. Sa composition, mesurée sur quelques individus, varie avec la composition chimique du gneiss qui le renferme : An = 30 à 14 % dans les gneiss œillés G_3 et G_2 , 8 à 5 % dans les gneiss G_1 type Carança. Comme pour le plagioclase I, il s'agit donc d'albite ou d'oligoclase.

Plagioclase IIIb. — C'est un plagioclase xénoblastique ou hypidiomorphe, qui à l'inverse du précédent, est presque invariablement maclé albite polysynthétique avec des lamelles bien définies. Peu séricitique, jamais zoné, il donne rarement naissance à de la myrmékite au contact du feldspath potassique. Ce plagioclase est très fréquent dans les gneiss G_1 type La Preste, dans certains gneiss G_1 type Carança, ainsi que dans les gneiss et les leptynites homogènes acides, spécialement ceux qui renferment de la tourmaline. Le pourcentage d'anorthite varie de 5 à 12 % pour les gneiss G_1 type Carança, 4 à 8 % pour les gneiss G_1 type La Preste, 10 à 5 % pour les gneiss leptyniques. C'est donc en général de l'albite et les gneiss qui le renferment sont tous très acides.

Ces deux types de plagioclase ne renferment pas d'antiperthite et ne sont pas « microclinisés ».

Plagioclase IV (= albite en échiquier).

L'albite en échiquier peut se rencontrer dans tous les groupes des gneiss du Canigou, mais elle est particulièrement fréquente dans les gneiss G_1 type La Preste, les gneiss homogènes et leptynitiques, les gneiss G_2 plagioclasiques, certains gneiss G_1 type Carança. Elle est caractérisée par l'existence de très nombreuses macles de l'albite discontinues dans les sections perpendiculaires à (010); il en résulte un réseau de courtes lamelles maclées s'interrompant brusquement sur les plans (001), d'où l'aspect « en échiquier » caractéristique (*Schachbrettalbit*, F. Becke, 1906) [fig. 6, pl. 11]. Parfois, les lames maclées se groupent en plages légèrement désorientées les unes par rapport aux autres. C'est un feldspath plutôt limpide, bien que toujours un peu piqueté de séricite. Le pourcentage d'anorthite varie très peu autour de 5 %. La myrmékite n'est jamais associée à l'albite en échiquier. Par contre,

l'association de l'albite en échiquier et du quartz en goutte ou du quartz pseudo-graphique est assez fréquente (cf. p. 166).

L'opinion de F. Becke convient bien à la genèse du plagioclase IV des gneiss du Canigou. L'albite en échiquier résulte, en effet, de l'albitisation totale ou partielle du feldspath potassique I. On observe, ainsi, tous les intermédiaires entre des plages entièrement formées par de l'albite en échiquier, des plages de feldspath potassique partiellement envahies (fig. 7, pl. 11), où la macle de Carlsbad est encore reconnaissable, enfin des perthites à larges veines ou taches d'albite IV, ces dernières s'étant probablement formées par élargissement des veines d'exsolution. Il y a donc remplacement du feldspath potassique suivant les modalités fort semblables à celles décrites par Ch. Exner (1949) dans les gneiss ceillés des Tauern, en Autriche. Puisque l'albite en échiquier se substitue sélectivement aux anciens phénocristaux, on peut penser qu'il s'agit d'un processus plus ancien que la recristallisation métamorphique. On sait, en effet, que l'albite en échiquier se rencontre dans les phénocristaux de porphyres volcaniques acides (M.H. Battey, 1955; J. Starkey, 1959), dans les orthogneiss (Ch. Exner, 1949), et dans les zones albitisées des granites (J. Gilluly, 1933; G.H. Anderson, 1937), où elle se forme comme minéral deutérique, à plus basse température que la formation des myrmékites.

Plagioclase V (albite de remplacement dans le plagioclase).

C'est de l'albite qui forme des plages de remplacement à la périphérie, et plus rarement à l'intérieur, du plagioclase I. Parfaitement limpide, ce feldspath est maculé albite (fig. 1, pl. 12) et son pourcentage d'anorthite varie de 3 à 8 %. On peut en rapprocher les franges albitiques autour du plagioclase I, du plagioclase III et même autour de la myrmékite (cf. ci-dessous p. 166).

Relations chronologiques entre les différents types de plagioclases.

Les plagioclases I, qu'ils appartiennent aux « yeux » feldspathiques ou à la mésostase fondamentale, sont les plus anciens et sont antémétamorphiques. Outre qu'ils portent la trace de déformations post cristallines (ruptures, torsion des macles), ils sont souvent le siège de remplacements anciens et de processus réactionnels et blastiques anté ou synmétamorphiques. De même, les plagioclases II, inclus dans le plagioclase I où dans le feldspath potassique I, sont des plagioclases anciens. Les plagioclases IIIa, par contre, sont liés à la recristallisation métamorphique puisqu'ils caractérisent la mésostase secondaire. On retiendra l'absence fréquente des macles,

caractère bien connu de certains plagioclases métamorphiques. Il règne une incertitude sur la signification précise des plagioclases III b, qui pourraient représenter des petits plagioclases anciens plus ou moins régénérés dans certains cas.

Nous avons déjà souligné la liaison probable de l'albite en échiquier (plagioclase IV) avec une albitisation ancienne, antémétamorphique (voir aussi p. 200). Par contre, l'âge du plagioclase V, qui albitise le plagioclase I, est plus difficile à interpréter. Si on l'assimile à une frange de décalcification, comme le suggère par exemple la figure 1, planche 12, de telles franges sont connues dans les plagioclases des granites calco-alcalins, et sont provoquées par l'action de solutions post-magmatiques à basse température. Il s'agirait alors d'une forme d'albitisation antémétamorphique des anciens plagioclases. Mais des plages albitiques cernent aussi les plagioclases III métamorphiques.

LE QUARTZ

Quartz I.

Le quartz I forme des nodules bleutés, à éclat opalescent, dans les gneiss G₁ type La Preste qu'il caractérise. Les plages de quartz I, mesurant de 2 à 20 millimètres, forment des nodules étirés suivant la direction de linéation l_1 des gneiss. Dans les parties relativement moins déformées, par exemple dans les leptynites, le quartz I existe parfois sous forme dihexaédrique bien reconnaissable (fig. 2, pl. 12). Au microscope, on voit que les nodules résultent de l'évolution tectonique du quartz dihexaédrique, ce qui explique qu'ils se présentent généralement en plages monominérales, parcourus de microfissures, et dont l'extinction se fait suivant une série de secteurs fusiformes superposés (fig. 3, pl. 12). Les plages sont sans inclusions, sauf quelques rares grains d'albite ou de séricite emprisonnés dans les microfissures. Les bordures de nodules se fondent parfois dans un agrégat de quartz de granulation, et, si la déformation a été très intense, le nodule s'écrase, se fragmente et parvient à former des « pseudo-lentilles » remplies d'un agrégat de quartz polycristallin. Tous les intermédiaires se rencontrent donc entre du quartz I dihexaédrique, des nodules plus étirés, des nodules écrasés et des nodules totalement granulés (fig. 4 et 5, pl. 12). Même dans le cas, cependant favorable, où le quartz I est idiomorphe, les bordures sont plus ou moins imbriquées avec les minéraux mésostasiques, et il est difficile de retrouver les anciens golfes dit « de corrosion » qui accidentent si souvent le bord du quartz idiomorphe des roches magmatiques. Néanmoins, la figure 2, planche 12 est assez suggestive, et ressemble de façon frappante à un quartz à « golfe de corrosion » de métarhyolite reproduit par C. Durell (1940).

En général, le quartz I se distingue très bien du quartz III mésostasique par sa couleur bleutée, qui tranche sur la couleur blanche, ou grise, de ce dernier. Au microscope les nodules de quartz I gardent encore leur individualité par rapport au quartz mésostasique. Lorsqu'ils sont entièrement disjoints et granulés, la couleur bleutée tend à disparaître, et la distinction avec le quartz III, impossible à l'œil nu, devient difficile au microscope.

Nous n'avons pas fait de recherches sur les causes de la coloration du quartz I; cependant on n'y observe pas au microscope d'inclusions de nature particulière. On trouvera une bibliographie sur les causes de la coloration bleutée et de l'opalescence du quartz dans P. Ljunggren, 1954.

A priori, on peut envisager trois origines pour le quartz I des gneiss de La Preste :

- quartz porphyroblastique métamorphique;
- quartz ancien d'origine clastique banale;
- anciens phénocristaux de quartz d'origine magmatique.

La description précédente permet d'éliminer d'emblée la première origine, car il est évident que le quartz I est un quartz ancien préexistant à la recristallisation métamorphique. Des exemples de quartz porphyroblastique ont été décrits par G. E. Goodspeed (1937), J. E. Evans (1944), et R. L. Stanton (1955); ils se présentent avec des caractères entièrement différents de ceux du quartz I.

L'origine à partir de quartz clastique banal n'est pas davantage soutenable. Dans cette hypothèse, les nodules pourraient être des petits galets d'anciens poudingues ultérieurement gneissifiés. Cette explication a été proposée par E. Raguin (1955) pour les bancs à nodules quartzeux des « gneiss de Peyregrand », du massif de l'Aston (Pyrénées de l'Ariège). Les nodules quartzeux des gneiss de Peyregrand ont une constitution bien différente de celle des quartz I considérés. Ils sont formés d'un agrégat granoblastique de petits grains de quartz associés à de la sillimanite et à du grenat; il s'agit en fait d'anciens galets de quartzite, atteignant parfois d'assez grandes dimensions (plusieurs centimètres). Des bancs à nodules « quartzitiques » existent aussi dans les Pyrénées-Orientales, par exemple dans le massif de l'Albère. Dans le cas des gneiss de La Preste, les nodules de quartz I ont des caractères pétrographiques différents, et l'hypothèse envisagée n'expliquerait ni le calibre très régulier des nodules ni leur constitution monominérale, ni la persistance de formes dihexaédriques, ni leur coloration bleutée à éclat opalescent.

Reste donc que ces nodules représentent d'anciens phénocristaux ayant appartenu à des granites, des porphyres granitiques ou des porphyres volcaniques maintenant transformés en orthogneiss. Dans ces conditions, la couleur bleutée opalescente des quartz I s'explique bien, puisque de tels phénocristaux de quartz ont été souvent signalés dans les roches granitiques (voir P. Ljunggren, 1954) et dans les porphyres acides de diverses origines (quartz-albite : C. E. Tiley, 1919; microgranites sodiques : J. P. Iddings (1904); porphyres volcaniques, S. Gavelin, 1939). En définitive le quartz I représente un ancien quartz magmatique.

Quartz II.

Il forme des inclusions primaires, en plages idiomorphes ou subidiomorphes, dans les feldspaths I. Parfois difficile à distinguer des quartz blastiques, il représente, probablement, comme le quartz I, un ancien quartz.

Quartz III.

C'est le quartz *fondamental*, interstitiel, qui se présente également en grandes plages xénoblastiques déformées, avec une forte extinction roulante. Suivant le degré de déformation, il peut être intact ou, au contraire granulé; ses bordures sont sinueuses ou engrenées. Il exerce des corrosions et des remplacements sur les feldspaths I. Le quartz III contribue à former le quartz en goutte (cf. ci-dessous) et le quartz pseudographique. C'est un quartz ancien qui dérive du quartz xénomorphe ordinaire des anciens granites du Canigou (fig. 1, pl. 7), dans les orthogneiss.

Quartz IV.

C'est le quartz granoblastique en petites plages, lié à la mésostase secondaire, qui résulte vraisemblablement de la granulation et de la recristallisation du quartz III (fig. 5, pl. 10) ou du quartz I.

Quartz V.

Il se présente en plages irrégulières, de contour uni, à limites concaves (fig. 8, pl. 12) incluses dans les feldspaths I. Sa formation est postérieure à celle des perthites en veines des felspaths potassiques; il forme souvent des franges enveloppant les inclusions de plagioclase II et de biotite dans les feldspaths I.

Quartz graphique (*micropegmatite*).

Il n'est pas toujours facile de distinguer le quartz graphique du quartz « pseudo-graphique » beaucoup plus banal et du quartz en goutte considérés ci-dessous.

Le quartz graphique se rencontre dans deux circonstances :

— il forme des associations cunéiformes très régulières, à extinction homogène, avec le feldspath potassique I (micropegmatite) dans certaines préparations de gneiss G_1 type Carança (fig. 1, et 2, pl. 13). Cette micropegmatite forme des granules isolés, localisés dans certains lits, et pourraient bien représenter des débris clastiques d'origine détritique recristallisés. Rappelons que des fragments de micropegmatites analogues se rencontrent dans les « gneiss granulés », d'origine volcano-sédimentaire, de l'enveloppe (cf. p. 123). Il s'agit donc d'un quartz ancien, comme en témoigne d'ailleurs la figure 2, planche 13 qui montre une micropegmatite corrodée par la myrmékite de la mésostase secondaire. On peut expliquer ces micropegmatites par la théorie classique de la syncristallisation eutectique du quartz et du feldspath (voir par exemple E. Spencer, 1945);

— il apparaît en plages plus grossières, associé au plagioclase II, dans l'écorce des structures « rapakiwi » de certains feldspaths I des gneiss G_2 et G_3 . Les associations de quartz et de plagioclases sont assez régulières (fig. 5, pl. 9) mais :

— le quartz graphique est commun à plusieurs plages de plagioclase, et parfois, il est commun au plagioclase de l'écorce et à la micropertithe centrale (fig. 5, pl. 9);

— l'orientation du quartz graphique n'est pas uniforme pour l'ensemble de l'écorce. Il s'éteint par groupe;

— il semble que certains groupes de quartz graphique se rattachent au quartz mésostasique voisin;

— enfin, le quartz graphique donne parfois des aspects de corrosion avec le plagioclase de l'écorce, perdant son contour géométrique et se chargeant d'îlots résiduels du feldspath (fig. 5, pl. 9).

On ne peut donc pas expliquer ce quartz comme le résultat d'une syncristallisation eutectique de quartz et de feldspath; il s'agit probablement d'un processus blastique (cf. F. K. Drescher-Kaden, 1949), mais indissociable des structures « rapakiwi » elles-mêmes, donc d'un quartz certainement ancien.

Relations chronologiques entre les divers types de quartz.

D'après les descriptions qui précèdent, il est évident que le quartz I, le quartz II, et le quartz graphique des micropegmatites sont anciens. Le quartz III est un quartz mésostasique ancien, puisqu'il est souvent très déformé, mais il a été plus ou moins régénéré et recristallisé. Les quartz I, II et III représentent certainement les quartz des anciens granites ou des anciens porphyres du Canigou. Le quartz IV est plus récent, lié au développement de la mésostase secondaire; c'est un quartz métamorphique. Étant donné sa grande aci-

lité de recristallisation, le quartz s'est formé tout au long de l'évolution pétrogénétique des gneiss; il est impossible de séparer absolument toutes ses périodes de cristallisation et recristallisation, et l'on pressent que les quelques types que nous avons identifiés ne soient pas les seuls. Le cas du « quartz en goutte » et du « quartz pseudographique » sera examiné ci-dessous.

PHÉNOMÈNES BLASTIQUES ET RÉACTIONNELS DANS LES ASSEMBLAGES QUARTZO-FELDSPATHIQUES

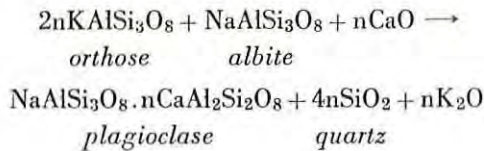
Des processus blastiques et réactionnels mettant en jeu le quartz et les feldspaths sont extrêmement fréquents dans les gneiss du Canigou. Ils se rencontrent sous les aspects suivants :

Les myrmékites.

Ces structures remarquables décrites pour la première fois par A. Michel-Lévy (1874) sous le nom de « quartz vermiculé », nommées par J. J. Sederholm (1899), et admirablement étudiées et comprises par F. Becke (1908), sont très fréquentes dans les gneiss du Canigou, mais leur répartition n'est pas quelconque dans l'ensemble de la formation. La myrmékite constituée par l'association du quartz vermiculé à un plagioclase acide ($An = 10$ à 25%) est à peu près constante dans les gneiss G_2 et les gneiss G_3 et dans certains gneiss G_1 . Elle est très rare, et fait souvent défaut, dans les gneiss de La Preste, certains gneiss G_1 , ainsi que dans beaucoup de leptynites. Il existe donc une spécificité dans la répartition de la myrmékite, analogue à celle signalée par Ch. Exner (1961) dans les gneiss des Tauern. On ne peut cependant manquer d'être frappé par ce fait : *l'apparition de la myrmékite est liée à la teneur en CaO des gneiss et à la composition des plagioclases.*

Elle ne se forme pas dans les gneiss à plagioclases très albitiques. Cette remarque appuie l'explication classique de Becke : la myrmékite se forme par réaction entre le plagioclase et le feldspath potassique. La production de la myrmékite est directement liée à la présence du constituant anorthite dans le plagioclase. Si l'on admet que ce dernier remplace très localement le feldspath potassique adjacent, comme l'anorthite $Ca Al_2 Si_2 O_8$ renferme moins de $Si O_2$ que les feldspaths alcalins $(K Na) Al Si_3 O_8$, il en résulte une libération de silice qui s'exprime sous forme de quartz vermiculé. Une conséquence de la formation de la myrmékite serait une production de séricite. *Il est donc nécessaire que le plagioclase remplace le feldspath alcalin, car le processus inverse ne peut pas provoquer la libération du quartz.*

Selon D. S. Korjinskii (1955) la formation de la myrmékite ne résulte pas d'une simple réaction entre le plagioclase et le feldspath alcalin. Elle est provoquée par l'action de microsolutions faiblement concentrées en Ca O et rentre dans le cadre des phénomènes d'autométasomatose à température relativement élevée. La réaction de Becke peut être écrite :



Au cours de ce processus Si O₂ est inerte, Ca O étant entièrement mobile. La myrmékite ne résulte donc pas d'une métasomatose par la silice. L'augmentation de $\mu\text{Ca O}$ dans les solutions peut être provoquée par la dissolution des plagioclases sous l'effet d'un remplacement partiel par les feldspaths potassiques. La potasse libérée se retrouve dans la séricite. L'albitisation se produirait à plus basse température. De fait, un liséré albitique peut cerner la myrmékite (plagioclase V) [cf. pl. 13, fig. 5].

C'est un fait, également, que la myrmékite manque ou est rare dans les roches où l'albite en échiquier est fréquente, comme l'a noté Ch. Exner (1961).

Dans les gneiss du Canigou la myrmékite se forme toujours au contact du plagioclase et du feldspath potassique. On peut distinguer deux sortes de myrmékites :

Myrmékite I. Elle prend naissance au contact d'un plagioclase préexistant et d'un feldspath potassique qui remplace en partie le plagioclase. Entre les deux feldspaths, il se forme une bordure de myrmékite, développée au détriment du feldspath potassique. Cette myrmékite ne forme qu'assez rarement des bourgeons, mais constitue, le plus souvent, des franges discontinues imprégnées de « quartz vermiculé », qui borde le plagioclase-hôte (fig. 3, pl. 13). Elle se développe au contact :

- des plagioclases I et II et du microcline mésostasique II;
- des plagioclases I et II et des feldspaths potassiques I soit que la périphérie de ce dernier ait été réactivée et soit devenue blastique, soit qu'il s'agisse de phénomènes réactionnels anciens;
- des plagioclases III et du microcline II. Dans ce cas, ces assemblages appartiennent à la mésostase secondaire et l'apparition des deux feldspaths est pratiquement synchrone.

Myrmékite II. A l'inverse de la précédente, elle se forme au contact d'un plagioclase plus jeune que le feldspath potassique. Cette myrmékite est formée par du plagioclase III qui se développe à la périphérie des feldspaths potassiques I, en contact avec la mésostase secondaire et se présente généralement en bourgeons bien formés dont la pointe est dirigée vers le centre du feldspath potassique (fig. 4, pl. 13). Le feldspath potassique à son tour, peut corroder et attaquer la myrmékite préformée. Dans ce cas, en effet, il n'est pas rare de remarquer à faible distance du bourgeon de myrmékite des résidus isolés de « quartz vermiculé » directement englobés par le feldspath potassique, analogues aux exemples décrits par A. Antran et G. Guitard (1957), dans le massif de granite de Mont-Louis. Ces

résidus témoignent évidemment d'une reprise de la croissance du feldspath potassique, qui remplace sélectivement l'albite d'une myrmékite antérieurement formée puis résorbée. Le quartz subsiste parce que Si O₂ est inerte. On peut observer également deux générations successives de myrmékite II à disposition concentrique. Enfin, la myrmékite elle-même peut être frangée par de l'albite sans quartz (fig. 5, pl. 13). Les bourgeons de myrmékite II sont parfois suffisamment nombreux et serrés autour des feldspaths potassiques I, pour en cerner entièrement le contour sous forme d'une véritable frange myrmékitique composite, que l'on discerne à l'œil nu sous forme d'un liséré blanc. La myrmékite II se développe également à partir des microfissures des anciens feldspaths potassiques, remplies par la mésostase secondaire.

Quartz « en goutte » et quartz pseudo-graphique.

Le quartz III est très imbriqué avec les feldspaths I dont il provoque l'irrégularité des contours. Ceci est particulièrement bien visible dans les gneiss peu micacés, où les yeux feldspathiques sont directement au contact de la mésostase. Une des conséquences de cette imbrication est la présence de plages de quartz arrondies, en inclusions dans la bordure des feldspaths, mais en continuité optique avec le quartz III adjacent (fig. 6, pl. 13) : c'est le quartz « en goutte ». Dans d'autres circonstances le quartz « en goutte » imprègne complètement, sans connexion apparente avec le quartz III (fig. 1, pl. 14), des plages de feldspath I. Ces dernières sont formées par un plagioclase acide ($\Lambda_n = 15$ à 10 %) rappelant l'albite « en échiquier ». Les « gouttes » de quartz s'éteignent en groupe. Bien que les plages soient d'ordinaire arrondies, il en existe qui sont limitées par les clivages du feldspath-hôte et ont alors un contour géométrique rappelant le quartz graphique (quartz pseudo-graphique) [fig. 7, pl. 12]. Certaines plages de quartz, fort irrégulières, semblent corroder effectivement le feldspath-hôte, dont il existe des « îlots résiduels » à l'intérieur des plages de quartz. Ces « îlots » sont parfois eux-mêmes limités par des contours géométriques. Le quartz en goutte s'imbrique aussi avec les inclusions de muscovite du feldspath-hôte, avec lesquelles il donne des structures symplectiques. Quelquefois, le quartz « en goutte » est distribué en petites plages de contour géométrique à la périphérie du feldspath-hôte et passe, dans le centre, à un essaim de plages plus grossières et de contour irrégulier.

Dans le cas où le quartz « en goutte » imprègne entièrement et sélectivement les plagioclases I, une explication est d'admettre que ce dernier était un feldspath alcalin qui a été entièrement remplacé par un plagioclase acide. Dans ce cas, le quartz « en goutte » se formerait par un mécanisme analogue à celui qui provoque l'apparition de la myrmékite.

On observe fréquemment le quartz « pseudo-graphique » et le quartz « en goutte » à la périphérie des feldspaths I, du microcline surtout, sous l'aspect d'inclusions de forme moins régulière que les micropeg

matites, mais présentant, comme ces dernières, une extinction simultanée. Les deux formes de quartz sont souvent associées. Ces structures sont d'origine blastique comme le montre leur extinction commune avec le quartz III mésostasique (fig. 6, pl. 13). Elles se forment par corrosion du feldspath par le quartz, ou par englobement du quartz dans les bordures blastiques des feldspaths. Ces deux possibilités sont signalées par E. Raguin (1957). La présence de contours géométriques délimités par les clivages du feldspath-hôte montre que le remplacement est guidé par la structure.

Franges blastiques et réactionnelles.

Les franges albitiques sont fréquentes dans les gneiss G_2 et G_3 . Elles semblent être liées à la corrosion des plagioclases par le quartz III ou le microcline car elles apparaissent souvent au contact du plagioclase et de ces minéraux. La périphérie du plagioclase I est entourée d'un liséré d'albite plus ou moins complet (fig. 2, pl. 14) provoquant un brusque saut de la basicité du feldspath. Quelquefois, la zonation régulière du plagioclase est recoupée par la frange albitique. Ces dernières existent aussi autour des plagioclases II inclus dans les feldspaths potassiques I, et parfois, autour des plagioclases III, qui forment l'écorce des structures « rapakiwi ». Elles sont également fréquentes autour des plagioclases mésostasiques III *a* et peuvent entourer la myrmékite II elle-même (fig. 5, pl. 13).

L'apparition de taches isolées d'albite V à la périphérie ou à l'intérieur (fig. 1, pl. 12), du plagioclase I semble devoir être rattachée au même phénomène.

Franges microcliniques. Ces structures sont plus rares et il en existe deux sortes :

— franges formées par un agrégat granoblastique de microcline II qui chemise et corrode le plagioclase I dans certains gneiss leptynitiques (fig. 3, pl. 14). Le microcline de la frange est de dimensions supérieures à celles du microcline ordinaire de la mésostase. La corrosion est prouvée par l'existence d'« flots résiduels » de plagioclase I d'aspect corrodé, au sein de l'agrégat, en continuité optique avec le plagioclase I. Cette zone de corrosion est probablement postérieure à la séricitisation du plagioclase I, car des paillettes de séricite résiduelles sont isolées dans le microcline granoblastique, par ailleurs remarquablement limpide, au voisinage immédiat des « flots résiduels » de plagioclase I. Dans certaines franges de ce type, du plagioclase III peut se mêler au microcline granoblastique. Ces franges sont peut-être produites par une granulation d'origine tectonique de la mésostase à la périphérie des grands feldspaths I, suivie d'une recristallisation statique;

— à l'inverse des précédentes, des franges sont for-

mées par une plage plus ou moins continue de microcline qui s'étend autour du feldspath I. Celui-ci peut être un feldspath potassique I, entouré d'une frange d'accroissement blastique. On retrouve, en effet, une ancienne limite fort nette à partir de laquelle la frange se développe (fig. 4, pl. 14); en-deçà, le feldspath est généralement une micropertthite I, au-delà, c'est un microcline quadrillé non perthitique analogue au microcline II. Le feldspath I peut être un plagioclase : il est alors entouré d'une couronne de microcline (fig. 5, pl. 14) : ancienne structure « antirapakiwi », peut-être?

On observe exceptionnellement dans les gneiss G_1 type La Preste, des franges blastiques plus complexes autour du plagioclase I, formées d'une association d'albite et de microcline quadrillé.

Régénération des anciens feldspaths potassiques.

Des feldspaths potassiques I caractérisés par une forte accentuation du quadrillage, exercent parfois des corrosions et des remplacements sur des plagioclases inclus ou des plagioclases I qui leur sont contigus. Il se forme alors des franges albitiques ou de la myrmékite au contact de deux feldspaths, le plagioclase offrant un contour festonné à convexités dirigées vers le feldspath potassique (fig. 3, pl. 13). La bordure du plagioclase peut aussi se fondre dans le microcline avec persistance de nombreux flots résiduels. De même, on observe parfois le développement de larges plages irrégulières de microcline quadrillé non perthitique à la périphérie des micropertthites I (fig. 4, pl. 10), ou au voisinage des fissures d'origine microtectonique. Ces aspects morphologiques peuvent traduire une régénération des anciens feldspaths, probablement lors du métamorphisme, au même titre que les modifications de l'indice de triclinisme (cf. p. 194).

Signification des phénomènes blastiques et réactionnels.

Les phénomènes blastiques et réactionnels quartzofeldspathiques sont le témoignage de micrométasomatoses à l'échelle des grains cristallins. Sans perdre de vue cette notion d'échelle, on se gardera de généraliser ce processus dont la réalité est fondée à l'aide d'observations au microscope. Le caractère erratique de ces remplacements, frappant au hasard certains cristaux plutôt que d'autres, s'explique bien s'ils sont provoqués par des microsolutions. C'est ce qui explique aussi leur localisation fréquente le long des surfaces de discontinuité microtectoniques (plans de schistosité, microfissures), le long des limites entre les yeux feldspathiques et la mésostase, et même autour des inclusions de ces « yeux » dont le pourtour communique facilement avec l'extérieur du feldspath-hôte par l'intermédiaire de microfissures. Dans la mesure où les

processus blastiques et réactionnels sont tardifs, on conçoit qu'ils contribuent à masquer la véritable nature des yeux feldspathiques en leur conférant un faux aspect de porphyroblaste (cf. fig. 4, pl. 14). Il n'est d'ailleurs pas simple de préciser dans tous les cas leur apparition au cours de l'évolution pétrogénétique des gneiss. D'une manière générale, on peut penser que leur apparition est liée à la recristallisation métamorphique (métablastèse) et cela est certainement vrai dans beaucoup de cas, car cette recristallisation s'accompagne forcément de cristallogenèse largement favorisée par la déformation intime des roches, régénérant en partie les anciennes structures et en édifiant de nouvelles, tantôt par simple réorganisation du réseau cristallin (par exemple, inversion orthose → microcline dans les feldspaths, cf. ci-dessous, p. 194), tantôt par formation de nouveaux germes cristallins. Des grains seront corrodés et dissous, alors que d'autres s'accroîtront. Les plages les plus volumineuses (par exemple feldspaths I et quartz I) seront avantagées, car leur énergie libre de surface étant plus faible, ils seront plus stables au cours du « recuit » métamorphique. Il est évident que la mésostase secondaire par exemple, qui a cristallisé de façon statique, est formée pendant le métamorphisme.

D'un autre côté, nous avons parfois envisagé dans les feldspaths la possibilité de remplacements anciens, antémétamorphiques, par exemple, lors d'une « microclinisation » ou d'une « albitisation » des feldspaths I. Il en est de même des corrosions par le quartz III et de certaines myrmékites. On verra que la majorité des gneiss du Canigou est de nature orthogneissique et dérive de la recristallisation d'anciens granites. Or, des structures blastiques et réactionnelles, analogues à celles décrites dans les paragraphes précédents, sont très banales comme conséquence des processus deutériques post-magmatiques. Il est évident qu'une partie de ces structures se retrouveront dans les orthogneiss. D'ailleurs, comme le remarque E. Raguin (1957), les blastèses de la cristallisation finale du granite s'apparentent à celles du métamorphisme.

LES MINÉRAUX PHYLLITEUX

Biotite.

Biotite I (biotite brune). — Nous considérerons globalement la biotite brune des gneiss sans préjuger de son origine. Comme pour les feldspaths et le quartz, l'examen des lames minces montre l'existence de biotites de types variés et probablement de générations différentes, que l'on pourrait être tenté de distinguer. Cependant, dans une même préparation où la biotite se montre sous divers aspects, il est difficile de discerner

des différences de polychroïsme. D'autre part, les analyses chimiques de biotite I, isolées en bloc de divers échantillons de gneiss, montrent une analogie remarquable (cf. analyses ci-dessous). Il semble donc que toute la biotite brune soit en équilibre dans ces roches.

La biotite I se présente tantôt en grandes lamelles tordues, parfois franchement ceillées, tantôt en grandes ou petites lamelles planes offrant souvent une disposition en « arcs polygonaux » typiques. Les petites lamelles planes entourent fréquemment les grandes biotites tordues. Lamelles tordues et planes sont généralement associées dans une même lame. Dans d'autres lames, tous les micas noirs sont en lamelles planes. Les grandes lamelles tordues représentent certainement d'anciens micas, fortement déformés et réorientés dans le plan de schistosité des gneiss. Cette réorientation s'est accompagnée d'un émiettement et d'une granulation des bordures avec recristallisation complète des fragments en petites lamelles planes. Quelquefois ces anciennes biotites sont entièrement recristallisées en agrégat de courtes lamelles enchevêtrées. Sont également anciennes, les biotites orientées incluses dans les feldspaths I. D'autre part, des biotites I ont incontestablement poussées lors du métamorphisme : c'est le cas de toutes les biotites en lamelles planes, en dehors de quelques biotites qui ont pu être abritées des effets de la déformation et des biotites qui soulignent les fissures ou les cisaillements des grands feldspaths I. D'une manière générale, on peut présumer de la concentration de la biotite suivant les plans de schistosité (sur l'origine de la schistosité, voir chap. IX) et de la présence simultanée dans ces plans de biotites déformées et de biotites intactes, qu'il y a eu à la fois recristallisation de biotites anciennes réorientées et cristallisation de biotites proprement métamorphiques. La recristallisation des biotites déformées provoque l'apparition dans le mica de fins granules de rutile ou de sphène, prouvant la nature plus titanifère des biotites originelles.

La biotite I, et spécialement les grandes lamelles déformées, renferme des inclusions de minéraux accessoires ou secondaires : zircon, apatite, épidote, magnétite sphène, rutile, allanite. Le polychroïsme montre diverses nuances de brun suivant les préparations : *ng* = brun acajou, marron, brun verdâtre; *np* = jaune pâle. Les variétés brun acajou sont les plus fréquentes. L'indice *ng* varie de 1,634 à 1,65. Sept biotites I provenant de gneiss G₂ et G₃ ont été isolées et analysées. Les résultats sont donnés dans le tableau 34. En plus, deux analyses partielles ont été effectuées au microanalyseur.

La position de ces micas au sein du groupe des biotites et les principales substitutions qui les affectent, sont indiquées sur les figures 82a et 82b. On remar-

quera qu'il s'agit de biotites riches en fer, souvent peu alumineuses et assez titanifères. Leur teneur relativement élevée en CaO paraît être primaire puisque la quantité de chaux liée à P₂O₅ sous forme d'apatite a été défalquée des analyses. Néanmoins, l'existence

d'inclusions d'épidote ou de sphène peut majorer légèrement la teneur en CaO. La signification de ces biotites sera discutée ci-dessous, page 195. La biotite I se transforme parfois en pennine, sagenite et minerais, de façon d'ailleurs erratique (altération hydrothermale).

TABLEAU 34. — COMPOSITION DES BIOTITES DES GNEISS DU CANIGOU

	46	47	48	49	50	51	52	53	53 A
SiO ₂	35,80	35,95	35,75	37,15	36,20	35,20	—	—	33,80
Al ₂ O ₃	14,50	13,20	11,80	11,00	12,30	21,25	16,05	18,50	15,20
Fe ₂ O ₃	5,80	6,50	7,80	6,30	7,70	0,30	—	—	9,70
FeO	19,00	20,60	19,60	19,75	18,30	20,25	24,45	25,20	20,45
TiO ₂	2,50	2,60	3,00	3,10	3,10	3,65	3,50	2,85	2,00
MnO	0,35	0,30	0,60	0,35	0,30	0,35	—	—	0,25
MgO	7,80	7,65	7,70	8,50	7,30	6,40	—	—	5,05
CaO	1,40	1,00	1,45	1,00	1,00	1,35	—	—	0,40
Na ₂ O	0,35	0,35	0,30	0,30	0,30	0,60	—	—	0,25
K ₂ O	8,40	8,65	8,40	9,00	8,60	7,50	—	—	8,90
Li ₂ O	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,20	3,20	3,60	2,60	4,50	2,60	—	—	3,00
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,25	0,30	0,30	—	—	—	0,30
F	—	0,20	0,20	0,85	0,25	0,65	—	—	0,50
	100,50	100,50	100,65	100,40	100,35	100,30	—	—	99,80
O = F	—	0,08	0,08	0,35	0,10	0,27	—	—	0,20
	—	100,42	100,57	100,05	100,25	100,03	—	—	99,60

NOTA.

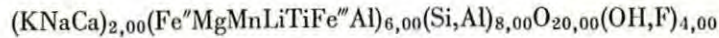
46 : gneiss ocellé G₂ près du col de la Regina, au nord de Prats-de-Mollo. — 47 : gneiss ocellé G₂, Pla Segala, au sud de Py. — 48 : gneiss ocellé G₂, Py, versant du pic de Tres Estelles. — 49 : gneiss ocellé G₂, vallée de Prats-de-Balaguer. — 50 : gneiss G₃, en intercalation dans les gneiss G₂, est du pic de la Roquette, près de Py. — 51 : gneiss G₃, vallon de Velmanya. — 52 : gneiss G₂, vallon de Velmanya. — 53 : gneiss G₂, Pla Guillem. — 53 A : gneiss ocellé du Cadi, près Castell.

Remarque : le fer est recalculé entièrement à l'état de FeO dans les analyses 52 et 53, effectuées au microanalyseur par M BAHEZRE

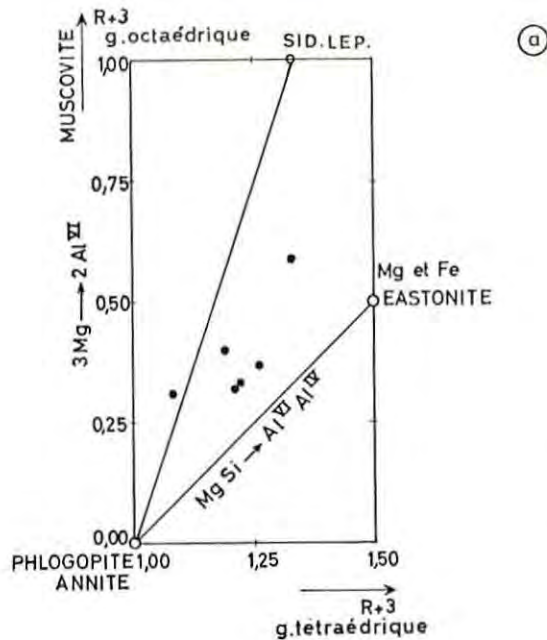
TABLEAU 35. — FORMULES STRUCTURALES DES BIOTITES DES GNEISS DU CANIGOU ET VALEUR DE L'INDICE DE RÉFRACTION

46. — (K_{1,64}Na_{0,10}Ca_{0,23})_{1,97}(Fe_{2,13}^{''}Mg_{1,79}Mn_{0,04}Li_{0,12}Ti_{0,29}Fe_{0,66}^{'''}Al_{0,09})_{5,42}(Si_{5,47}Al_{2,53})_{8,00}O_{20,00}(OH)_{4,28}
47. — (K_{1,73}Na_{0,10}Ca_{0,17})_{2,00}(Fe_{2,55}^{''}Mg_{1,79}Mn_{0,04}Li_{0,12}Ti_{0,30}Fe_{0,76}^{'''}Al_{0,04})_{5,73}(Si_{5,61}Al_{2,39})_{8,00}O_{20,00}[(OH)_{3,33}F_{0,10}]_{3,43}
48. — (K_{1,67}Na_{0,09}Ca_{0,24})_{2,00}(Fe_{2,55}^{''}Mg_{1,80}Mn_{0,08}Li_{0,12}Ti_{0,35}Fe_{0,65}^{'''})_{5,55}(Si_{5,57}Al_{2,17}Fe_{0,20}^{'''})_{8,00}O_{20,00}[(OH)_{3,73}F_{0,10}]_{3,83}
49. — (K_{1,80}Na_{0,09}Ca_{0,17})_{2,06}(Fe_{2,55}^{''}Mg_{2,01}Mn_{0,04}Li_{0,12}Ti_{0,36}Fe_{0,62}^{'''})_{5,74}(Si_{5,84}Al_{2,04}Fe_{0,12}^{'''})_{8,00}O_{20,00}[(OH)_{2,72}F_{0,42}]_{3,14}
50. — (K_{1,68}Na_{0,09}Ca_{0,16})_{1,93}(Fe_{2,31}^{''}Mg_{1,68}Mn_{0,04}Li_{0,12}Ti_{0,38}Fe_{0,67}^{'''})_{5,21}(Si_{5,56}Al_{2,22}Fe_{0,22}^{'''})_{8,00}O_{20,00}[(OH)_{4,59}F_{0,12}]_{4,71}
51. — (K_{1,46}Na_{0,18}Ca_{0,22})_{1,86}(Fe_{2,01}^{''}Mg_{1,46}Mn_{0,04}Li_{0,12}Ti_{0,42}Fe_{0,03}^{'''}Al_{1,16})_{5,84}(Si_{5,35}Al_{2,65})_{8,00}O_{20,00}[(OH)_{2,63}F_{0,31}]_{2,94}
- 53 A. — (K_{1,82}Na_{0,08}Ca_{0,07})_{1,97}(Fe_{2,11}^{''}Mg_{1,21}Mn_{0,03}Ti_{0,24}Fe_{1,11}^{'''}Al_{0,28})_{5,57}(Si_{5,41}Al_{2,59})_{8,00}O_{20,00}[(OH)_{3,21}F_{0,25}]_{3,46}
- $n_g \approx n_m (\pm 0,002)$: 46 = 1,639 — 47 = 1,635 — 49 = 1,634 — 50 = 1,636 — 51 = 1,645 —

Les formules structurales des biotites ont été établies conformément au schéma des micas trioctaédriques :



et le nombre des cations a été calculé sur une base de 24 (O, OH, F). Elles sont données dans le tableau 35.

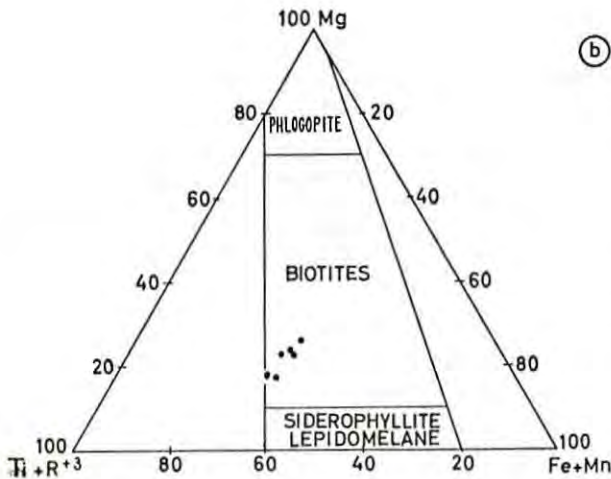


(a)

Biotite II (biotite verte). — Elle est caractérisée par son polychroïsme $ng =$ vert vif à verdâtre, $np =$ jaune à jaune pâle. La biotite verte peut avoir deux origines :

— elle constitue l'unique mica coloré de certains gneiss homogènes ou gneiss leptynitiques G_1 . C'est une biotite très ferrifère, en courtes lamelles, dont la composition chimique doit être voisine de celle de la biotite correspondant à l'analyse n° 39, décrite avec les gneiss amphiboliques (chap. III, p. 97). Cette biotite possède les caractères micrographiques d'une biotite primaire;

— elle est associée à la biotite I et paraît être un mica secondaire, car elle remplit des fissures de feldspaths I. Quelquefois, ce mica apparaît comme un produit de transformation intermédiaire entre la biotite et la chlorite. On sait que de la biotite verte existe dans certains micaschistes de bas degré métamorphique. F. Shido (1958) a décrit de telles biotites caractérisées par une forte teneur en Fe_2O_3 et en Na_2O — cette dernière atteint 2,67 % — et une faible teneur en TiO_2 .



(b)

Muscovite.

La muscovite est un mica généralement accessoire dans les gneiss du Canigou; néanmoins, ce minéral peut devenir le mica principal de certains gneiss G_1 . Nous n'avons pas pu distinguer au microscope de variétés définies par une différence de polychroïsme ou de la valeur de 2 V. Cependant, comme pour la biotite I, on peut reconnaître divers types de muscovite dont certains appartiennent probablement à des générations différentes. Mais il est également difficile d'identifier ces types avec certitude dans tous les cas, car parmi les critères utilisés (morphologie des lamelles, relations avec certains minéraux ou certaines structures), certains n'ont pas une signification sûre. On peut cependant distinguer quelques types, de manière évidemment arbitraire.

Muscovite I. — Souvent associée lamelle à lamelle à la biotite I, la muscovite I forme le seul mica des gneiss muscovitiques où elle est généralement en grandes lamelles équidimensionnelles (par exemple : dans certains gneiss de La Preste). Ce mica est souvent en lamelles tordues, mais on le rencontre aussi en lamelles planes. Comme pour la biotite, les lamelles déformées sont souvent entourées de petites lamelles planes. Il est évident que, là encore, les lamelles tordues

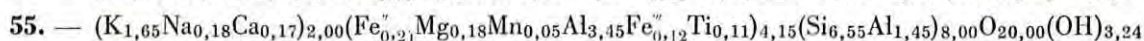
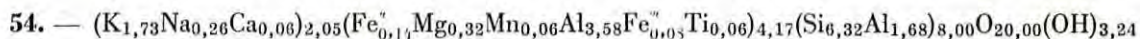
FIG. 82

Classification des biotites des gneiss du Canigou d'après leurs caractères chimiques

a, diagramme de Yoder (cf. page 35); b, diagramme de Foster (1960).

sont anciennes, et que les lamelles planes ont généralement cristallisé après les déformations synschisteuses et sont sûrement d'origine métamorphique. Les rapports de la muscovite I avec la schistosité sont analogues à ceux de la biotite I et on peut en tirer les mêmes conclusions.

L'indice de la muscovite I varie entre 1,59 et 1,60.



Ces formules s'écartent sensiblement de celle de la muscovite idéale par la substitution de phengite (cf. p. 38) à la muscovite, substitution assez importante pour le mica 55 qui montre, d'ailleurs, un léger excès de Si par rapport à (Fe Mg Mn). Cette substitution, Mg, Si → [Al]⁶, [Al]⁴, est clairement exprimée par le type de diagramme de la figure 13, déjà utilisé par R. Michel (1953). Il n'existe pour ainsi dire pas de substitution par la biotite 3 Mg → 2[Al]⁴. La teneur en Fe³⁺ n'est pas particulièrement remarquable, quant à la teneur en paragonite (Na → K), elle est comparable à celle des muscovites ordinaires.

TABLEAU 36. — COMPOSITION CHIMIQUE
DES MUSCOVITES DES GNEISS

	54	55
SiO ₂	46,75	48,50
Al ₂ O ₃	33,20	30,80
Fe ₂ O ₃	0,75	1,15
FeO.....	1,15	2,10
TiO ₂	0,60	1,05
MnO.....	0,30	0,30
MgO.....	1,60	0,90
CaO.....	0,40	1,10
Na ₂ O.....	1,00	0,70
K ₂ O.....	10,00	9,60
H ₂ O +.....	3,60	3,60
H ₂ O —.....	0,20	0,20
F.....	tr	tr
	99,55	100,00

NOTA.

Analyse 54 : gneiss de La Preste. — 55 : gneiss de Carança, sud de Mantet.

2 V = — 37 à 40°. Deux muscovites I ont été isolées de gneiss G₁ muscovitiques, où le minéral est en larges lamelles (5 à 8 mm), faciles à séparer. Leur composition chimique est donnée ci-dessous dans le tableau 36.

Les formules structurales correspondantes établies suivant le schéma des micas dioctaédriques, et calculées sur la base de 24 atomes O, OH, F, sont :

Muscovite Ia. — Elle forme des grandes lamelles planes hypidiomorphes disposées dans les clivages du plagioclase I (fig. 2, pl. 16). Sa localisation particulière lui a épargné les déformations. Elle peut être distinguée à la fois de la muscovite I car elle ne participe pas à la constitution des lits schisteux et elle n'est pas associée lamelle à lamelle à la biotite, et de la séricite banale des plagioclases. L'orientation des lamelles de muscovite dans les clivages des plagioclases a été parfois signalée dans les granites, où ces muscovites sont considérées comme d'origine deutérique. C'est en particulier le cas dans le granite profond du Canigou. La muscovite Ia peut être considérée comme un ancien mica anté-métamorphique que l'on trouve dans les orthogneiss, et qui s'est développé dans les anciens granites du Canigou comme minéral hystérogène.

Muscovite II. — La muscovite II est plutôt rare et forme des grandes lamelles pœkiloblastiques non déformées. Elle est parfois symplectique avec le quartz et les feldspaths. Comme la précédente c'est un minéral hystérogène qui remplace indifféremment le plagioclase et les feldspaths potassiques I.

Il s'agit cette fois d'une muscovite deutérique liée à l'action des solutions post-magmatiques lors de la mise en place du granite profond du Canigou et de ses satellites filoniens (cf. chap. II, p. 62). C'est donc un mica plus récent que les muscovites I et Ia (cf. chap. VIII, p. 212).

Séricite.

Ce terme général désigne les petites paillettes de mica blanc qui ne sont pas déterminables au microscope. La séricite est fréquente dans les gneiss du Canigou, mais elle est très inégalement développée d'un échantillon à l'autre. On l'observe :

— dans les plagioclases I, II, III, y compris la myrmékite;

— sous forme de fins agrégats entourant les micas I;

— en remplissage de microfissures dans le feldspath potassique I.

La chlorite.

Dans les gneiss œillés du Canigou, la chlorite est toujours un minéral secondaire qui se développe de façon erratique au détriment de la biotite. Cette origine est en particulier prouvée par la chloritisation intense des gneiss au voisinage de certaines diaclases post-schisteuses, siège de circulations hydrothermales, ce qui montre aussi l'âge post-métamorphique de la chloritisation.

La chlorite secondaire est toujours une pennine que caractérise un polychroïsme marqué avec $ng = \text{vert}$, $np = \text{jaune pâle}$, une forte dispersion, un indice $ng = 1,58$ et un allongement généralement positif.

Cependant, il existe des gneiss chlorito-albitiques (cf. p. 142) où la chlorite est une prochlorite incolore, non dispersive, à allongement négatif, avec $ng = 1,62$, dont la composition chimique doit être voisine de celle des prochlorites des chloritites (cf. p. 40). Dans ces gneiss, la prochlorite est peut-être un minéral primaire, associé ou non à de la biotite, dans une roche que caractérise une faible teneur en K_2O .

*LES MINÉRAUX
ACCESSOIRES ET SECONDAIRES*

Les minéraux accessoires sont :

Zircon : il est souvent concentré dans la biotite mais on le rencontre également dans les feldspaths. Il est quelquefois remarquablement idiomorphe dans la biotite (fig. 1, pl. 15);

Magnétite : c'est le principal minéral opaque des gneiss, fréquemment inclus dans la biotite;

Apatite : elle existe dans la biotite, dans la muscovite, et dans les feldspaths où elle englobe parfois le zircon et l'épidote-allanite;

Épidote : minéral très fréquent dans les gneiss G_2 et G_3 et certains gneiss G_1 type Carança. On le rencontre comme minéral secondaire dans les plagioclases, mais également dans les lits micacés, où il est associé au sphène, plus rarement dans la biotite;

Sphène : c'est un minéral fréquent dans les gneiss G_2 et G_3 , d'origine probablement secondaire en général, car il forme souvent des concentrations de granules à la bordure des plages de biotite. On l'observe parfois dans les feldspaths;

Allanite : c'est un minéral plus rare, intimement associé à l'épidote;

Grenat : il a été rarement rencontré dans les gneiss du Canigou, sauf dans certaines leptynites (cf. p. 187). Il est parfois remplacé partiellement par de la biotite verte ou de la chlorite;

Rutile : il forme parfois des aiguilles dans la biotite;

Zoïsite : elle est quelquefois en prismes d'origine secondaire dans les plagioclases des gneiss G_2 et G_3 ;

Calcite : ce carbonate est parfois en plages isolées, dans certains microclines et dans le plagioclase. C'est un minéral secondaire;

Tourmaline : ce minéral est fréquent dans certains orthogneiss G_1 .

III. CARACTÈRES MICROGRAPHIQUES ET CHIMIQUES DISTINCTIFS DES DIVERS GROUPES DE GNEISS

Les divers groupes de gneiss précédemment définis se distinguent principalement par leur aspect sur le terrain et leur composition chimique. Nous avons déjà signalé que les distinctions devenaient beaucoup plus floues à l'échelle du microscope, puisque la composition minéralogique qualitative de ces roches est la même. Néanmoins, on remarque quelques particularités pétrographiques d'un groupe à l'autre que nous ferons maintenant ressortir.

1. Gneiss du groupe G_2 .

On sait qu'il s'agit du groupe le plus largement représenté dans la région étudiée. Un échantillon de ces magnifiques gneiss œillés (fig. 6, pl. 5, 1, pl. 6) donne

très exactement l'impression d'un échantillon de granite porphyroïde qui aurait été rendu schisteux. Cette impression correspond d'ailleurs à la réalité, car les gneiss G_2 résultent du métamorphisme d'anciens granites porphyroïdes (cf. ci-dessous p. 194).

Les yeux feldspathiques qui ont une distribution désordonnée présentent entre eux des variations de taille et conservent souvent encore un contour quasi-idiomorphe, du moins suivant certaines sections orientées de la roche (sections perpendiculaires à la linéation l_1).

En général, les grands feldspaths (jusqu'à 10 cm) sont des feldspaths potassiques I, et les yeux plus petits (1 à 0,5 cm) sont des plagioclases I (oligoclase) que l'on

TABLEAU 37. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS DU GROUPE G₂
(Gneiss œillés 81 à 88; ortholeptynites 89 et 90)

	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
SiO ₂	66,40	66,25	67,65	67,80	69,20	70,00	70,30	70,45	75,50	77,30
Al ₂ O ₃	16,05	16,75	15,85	15,70	15,25	15,95	15,00	14,25	12,65	12,30
Fe ₂ O ₃	1,60	0,05	0,70	0,20	0,30	0,85	1,00	0,65	0,55	0,20
FeO	2,85	3,45	3,05	3,00	2,40	1,65	1,35	2,40	0,25	0,35
TiO ₂	0,50	0,65	0,65	0,65	0,50	0,35	0,45	0,65	0,05	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05
MgO	0,80	1,45	1,05	0,90	0,75	0,45	0,50	0,70	1,05	0,40
CaO	3,75	3,40	1,95	2,00	1,60	1,25	1,35	1,75	0,65	0,60
Na ₂ O	2,75	3,50	3,10	3,90	4,20	3,20	3,25	3,50	2,75	3,10
K ₂ O	3,00	2,50	4,65	4,60	4,50	5,00	5,05	4,25	6,00	4,60
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,10	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,45
H ₂ O +	2,30	2,45	1,20	0,95	1,15	1,10	1,50	1,60	0,40	0,65
H ₂ O -	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	—	0,00
	100,15	100,50	99,95	100,05	100,10	100,10	100,00	100,45	99,95	100,00
Si	64,00	63,00	64,10	63,65	64,85	66,15	66,75	66,75	70,95	73,10
Al	18,20	18,75	17,65	17,35	16,85	17,70	16,75	15,90	14,00	13,70
Fe ^{III}	0,15	0,05	0,50	0,15	0,20	0,60	0,70	0,45	0,40	0,15
Fe ^{II}	2,30	2,75	2,40	2,35	1,85	1,30	1,05	1,90	0,20	0,25
Ti	0,35	0,45	0,45	0,45	0,35	0,25	0,30	0,45	0,05	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,00	0,05
Mg	1,15	2,05	1,50	1,25	1,10	0,65	0,70	1,00	1,50	0,55
Ca	3,85	3,45	1,95	2,00	1,60	1,25	1,35	1,75	0,65	0,60
Na	5,15	6,45	5,70	7,10	7,60	5,85	5,95	6,40	5,00	5,65
K	3,70	3,05	5,60	5,50	5,40	6,05	6,10	5,15	7,20	5,55
P	0,10	0,05	0,10	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,05	0,35
<i>si</i>	291,2	281,2	307,2	306,4	328,8	354,7	364,2	353,2	448,8	518,8
<i>al</i>	41,4	41,8	42,3	41,7	42,7	47,5	45,7	42,0	44,2	48,6
<i>fm</i>	20,9	21,6	21,1	18,3	16,2	13,8	13,8	18,0	13,1	7,27
<i>c</i>	17,6	15,5	9,48	9,68	8,14	6,78	7,49	9,40	4,13	4,31
<i>alc</i>	20,1	21,1	27,1	30,3	33,0	31,9	33,0	30,6	38,6	39,8
<i>ti</i>	1,64	2,06	2,21	2,20	1,81	1,33	1,74	2,44	0,22	0,00
<i>p</i>	0,27	0,08	0,19	0,38	0,36	0,42	0,43	0,42	0,25	1,27
<i>k</i>	0,41	0,32	0,49	0,43	0,41	0,50	0,50	0,44	0,59	0,49
<i>mg</i>	0,25	0,42	0,33	0,33	0,33	0,24	0,28	0,29	0,71	0,55

TABLEAU 37. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS DU GROUPE G₂ (suite)
(Gneiss œillés 81 à 88; ortholeptynites 89 et 90)

	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
Quartz.....	28,70	24,65	24,55	20,40	21,90	28,60	28,50	28,25	33,85	40,65
Orthose.....	17,75	14,75	27,50	27,20	26,60	29,55	29,85	25,15	35,50	27,20
Albite.....	23,25	29,55	26,20	32,95	35,50	27,05	27,45	29,55	23,25	26,20
Anorthite.....	17,70	16,55	9,10	8,70	6,85	5,00	5,50	7,50	2,60	0,35
Hypersthène.....	5,05	8,80	6,55	6,60	5,35	2,95	2,25	4,65	2,62	1,55
Corindon.....	1,75	2,20	2,35	1,05	0,95	3,40	2,15	1,10	0,65	2,10
Magnétite.....	2,30	0,05	1,00	0,25	0,40	1,22	1,45	0,90	0,65	0,25
Hématite.....	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—
Ilménite.....	0,95	1,25	1,25	1,25	0,95	0,65	0,85	1,25	0,10	—
Apatite.....	0,30	0,10	0,20	0,45	0,40	0,45	0,45	0,45	0,20	1,00
p.....	0,893	0,873	0,885	0,903	0,918	0,912	0,928	0,915	0,956	0,950
q.....	0,328	0,288	0,281	0,228	0,241	0,317	0,312	0,312	0,355	0,431
r.....	0,544	0,582	0,753	0,780	0,823	0,853	0,842	0,790	0,919	0,988
s.....	0,418	0,320	0,497	0,437	0,414	0,507	0,506	0,445	0,590	0,494
h.....	0,608	0,871	0,746	0,814	0,798	0,611	0,495	0,682	0,761	0,849
k.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
l.....	0,949	0,988	0,970	0,938	0,933	0,889	0,881	0,923	0,933	0,610
m.....	0,335	0,431	0,382	0,351	0,366	0,329	0,400	0,343	0,883	0,673

NOTA.

Gneiss du groupe G₂. — **81**, gneiss œillé, sud de Thués. — **82**, gneiss œillé, sud de Py (Pla Segala). — **83**, gneiss œillé, route des Conques, La Preste. — **84**, gneiss œillé, près du col de la Regina (Prats-de-Mollo). — **85**, gneiss œillé, chapelle de Saint-Guillem, nord de Prats-de-Mollo. — **86**, gneiss œillé, route des Conques, La Preste. — **87**, gneiss œillé, près de Molina, vallée de la Parsigoule, nord de Prats-de-Mollo. — **88**, gneiss œillé, près de la chapelle de Saint-Guillem, nord de Prats-de-Mollo. — **89**, leptynite (ancienne aplite) dans les gneiss œillés, ouest de Py. — **90**, leptynite (ancienne aplite) dans les gneiss œillés : vallon de Velmanya.

retrouve dans la mésostase fondamentale. Un essai d'estimation du pourcentage volumétrique des yeux feldspathiques dont la taille ne descend pas au-dessous du centimètre, par la méthode de Delesse (1), sur un échantillon considéré comme représentatif du groupe, a donné 25 %. Dans des cas exceptionnels, il peut s'élever à 40 %. Le feldspath potassique I est une micropertithe dont la quantité d'albite perthitique paraît être assez variable, mais dont le caractère le plus remarquable est la fréquence des structures « rapakiwi » et des inclusions de plagioclases ou de biotite orientées, disposées en zones (en particulier : Pla Guillem, col de la Régina,

pic de Très Estelles, vallon de Velmanya). Si les gneiss à grands feldspaths potassique I sont les plus fréquents, il en existe aussi où les grands feldspaths sont surtout des plagioclases I assez basiques, à zones de corrosion primaire résiduelle, avec antiperthite en tache, auxquels se mêlent des grands feldspaths entièrement substitués par l'albite en échiquier ou du quartz en goutte. Les franges de myrmékites sont assez fréquentes autour des feldspaths I.

Quant au fond de la roche, il est assez caractéristique. Le microscope permet souvent de séparer une mésostase

(1) On a procédé en décalquant les phénocristaux sur un affleurement de 1 mètre carré.

fondamentale dont les minéraux sont généralement déformés, et une mésostase secondaire plus fine (cf. p. 148) granoblastique, non déformée, constituée au détriment de la première et des yeux feldspathiques. La mésostase fondamentale comprend surtout du quartz III, plagioclase I (oligoclase), micas I et accessoirement feldspath potassique I. Dans les gneiss G₂, la biotite I forme souvent de grandes lamelles tordues ou lenticulaires, et sa proportion l'emporte toujours de beaucoup sur celle de la muscovite; assez souvent la muscovite primaire fait complètement défaut. La biotite renferme des minéraux opaques et les minéraux accessoires s'y concentrent sélectivement, spécialement l'apatite, le zircon, l'épidote, la magnétite et le sphène, ces derniers très fréquents. On rencontre exceptionnellement des gneiss riches en petits grenats (0,3-0,5 cm), par exemple sous le col de la Regina.

Dans la mésostase secondaire, le plagioclase est invariablement du type IIIa; il s'agit rappelons-le d'un feldspath généralement non maclé. La myrmékite y est fréquente.

Les trois entités micrographiques que l'on rencontre si souvent dans les gneiss G₂, les yeux feldspathiques, la mésostase fondamentale et la mésostase secondaire, s'interprètent très bien dans l'hypothèse de la nature orthogneissique de ces gneiss et de leur origine à partir d'un granite porphyroïde. Les yeux sont les anciens phénocristaux, et comme cela est fréquent dans les granites de ce type, le plagioclase y forme généralement des phénocristaux plus petits que ceux de l'orthose. La mésostase fondamentale représente le fond grenu du granite, déformé au même titre que les phénocristaux. La mésostase secondaire enfin, qui apparaît bien comme le résultat de la recristallisation d'une trame préexistante, représente en partie les anciennes structures blastiques liées à l'évolution post-magmatique du granite, et surtout la recristallisation métamorphique du fond liée à la granulation des minéraux. Les gneiss G₂ offrent donc un exemple de structure que l'on peut rapprocher de la structure blastoporphyrrique de F. Becke.

La composition chimique des gneiss du groupe G₂ est donnée dans le tableau 37 qui rassemble les analyses des gneiss œillés (voir remarque p. 187), ainsi que deux analyses d'ortholeptynites de ces gneiss, correspondant à d'anciens filons d'aprites.

2. Gneiss du groupe G₁ type La Preste.

Ce groupe est assurément l'un des mieux défini du point de vue microscopique. Il se distingue très bien des gneiss précédents par les caractères suivants :

— les « yeux », qui sont d'anciens phénocristaux, sont

généralement engagés dans une mésostase homogène. Parmi ces phénocristaux, on distingue du quartz I en plus ou moins grande abondance, dont la présence caractérise les gneiss de La Preste, et des feldspaths I. Les feldspaths potassiques I sont des micropertthites dont le contenu en albite est assez constant (cf. tableau 31), parfois du type « mésopertthites ». Ces feldspaths sont souvent transformés en albite en échiquier. Le plagioclase I, qui forme aussi des phénocristaux, est généralement une albite, donc plus acide que celui des gneiss du groupe G 2. Le quartz pseudographique est fréquent parmi les feldspaths I, mais la myrmékite exceptionnelle à leur contact. Les yeux quartzitiques et feldspathiques y sont généralement très déformés;

— la mésostase, du type homogène, peut être très quartzique ou au contraire très feldspathique; elle est parfois très finement granoblastique (0,01-0,05 mm) et parfois grossière (0,5 à 3,0 mm). Le plagioclase mésostasique est en général du plagioclase IIIb, sous forme d'albite à macles polysynthétiques. La myrmékite est très rare. Le mica le plus abondant est souvent la muscovite I en grandes lamelles déformées, associées ou non à de la biotite assez souvent chloritisée et tendant à se grouper en paquets. De la muscovite en petites paillettes passant à des agrégats de séricite accompagne souvent les grandes lamelles. D'une façon générale, les minéraux mésostasiques sont très engrenés, granulés et déformés. Comme minéraux accessoires signalons l'apatite, fréquente en grandes plages et le zircon. L'épidote est rare, à l'inverse la tourmaline n'est pas rare.

La composition chimique des gneiss G₁ type La Preste est donnée dans le tableau 38.

3. Gneiss du groupe G₁ type Carança.

On peut distinguer trois types remarquables.

— Des gneiss rubanés à petits yeux feldspathiques (1 à 5 mm) dont la structure rappelle celle des « gneiss granulés » de l'enveloppe paléozoïque (fig. 4, pl. 4, fig. 2, pl. 15). Les yeux sont formés par des feldspaths I microcline ou plagioclase généralement de l'albite; la mésostase, assez hétérogène, est cependant beaucoup moins micacée que celles des « gneiss granulés ». Cette variété de gneiss ne se rencontre qu'à la partie supérieure des gneiss sur le flanc sud du massif de la Carança, où elle est associée à des gneiss rubanés essentiellement quartzofeldspathiques. On rencontre parfois, dans les gneiss rubanés de ce type, des plages isolées de micropegmatite I.

— Des gneiss à structure amygdalo-œillés sont fréquents. Ils ont généralement une structure typique

TABLEAU 38
COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₁ TYPE LA PRESTE

	118	119	120	121	122	123	124	125
SiO ₂	73,85	73,90	73,95	74,35	74,40	74,60	74,60	75,35
Al ₂ O ₃	14,75	14,45	14,05	14,05	14,20	14,05	13,30	14,70
Fe ₂ O ₃	0,40	0,55	0,25	1,15	1,05	1,15	1,50	1,10
FeO.....	1,00	0,80	0,95	0,30	1,40	0,60	0,35	0,75
TiO ₂	0,15	0,10	0,15	0,10	0,15	0,15	0,20	0,15
MnO	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	0,05	0,40	0,15	0,15	0,20	0,05	0,20	0,10
CaO	0,60	0,80	0,60	0,15	0,85	0,60	0,60	0,80
Na ₂ O.....	3,90	3,50	3,40	3,50	4,90	2,30	3,30	3,50
K ₂ O.....	4,40	4,20	5,20	4,60	2,10	4,10	4,70	1,90
P ₂ O ₅	0,35	0,35	0,20	0,15	0,20	0,20	0,15	0,20
H ₂ O +	0,80	1,05	0,95	1,40	0,70	1,70	0,95	0,75
H ₂ O -	0,05	0,05	0,10	0,05	0,00	0,30	0,10	0,10
	100,35	100,20	99,95	99,95	100,20	99,85	100,00	99,45
Si	69,25	69,70	69,90	70,65	69,70	72,25	70,85	72,00
Al	16,25	16,05	15,60	15,70	15,65	16,00	14,85	16,55
Fe ^{III}	0,30	0,40	0,15	0,80	0,75	0,85	1,05	0,80
Fe ^{II}	0,80	0,60	0,75	0,25	1,10	0,50	0,25	0,60
Ti	0,10	0,05	0,10	0,05	0,10	0,10	0,15	0,10
Mn	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg.....	0,05	0,55	0,20	0,20	0,30	0,05	0,30	0,15
Ca.....	0,60	0,80	0,60	0,15	0,85	0,60	0,60	0,80
Na.....	7,05	6,40	6,20	6,45	8,90	4,30	6,05	6,45
K.....	5,25	5,05	6,25	5,60	2,50	5,05	5,70	2,30
P.....	0,25	0,25	0,15	0,10	0,15	0,15	0,10	0,15
<i>si</i>	431	431	442	462	422	490	454	478
<i>al</i>	50,6	49,6	49,4	51,4	47,4	54,3	47,6	54,9
<i>c</i>	7,29	10,0	7,20	8,31	13,0	9,71	10,7	10,4
<i>fm</i>	3,74	5,00	3,84	0,99	5,16	4,22	3,91	5,44
<i>alc</i>	38,4	35,4	39,5	39,3	34,5	31,8	37,7	29,2
<i>ti</i>	0,65	0,43	0,67	0,46	0,63	0,73	0,91	0,71
<i>p</i>	0,86	0,86	0,50	0,39	0,47	0,55	0,38	0,53
<i>k</i>	0,42	0,44	0,50	0,46	0,22	0,54	0,48	0,26
<i>mg</i>	0,05	0,34	0,18	0,16	0,13	0,05	0,17	0,09

TABLEAU 38
COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₁ TYPE LA PRESTE (suite)

	118	119	120	121	122	123	124	125
Quartz.....	33,25	35,65	32,70	36,20	35,60	44,70	36,25	46,25
Orthose.....	26,00	24,85	30,75	27,20	12,40	24,25	27,80	11,25
Albite.....	32,95	29,55	28,75	29,55	41,40	19,45	27,90	29,55
Anorthite.....	0,90	1,90	1,75	0,00	3,05	1,75	2,10	2,80
Hypersthène.....	1,45	1,95	1,65	0,37	2,05	0,10	0,50	0,55
Corindon.....	3,20	3,40	2,15	3,30	2,75	5,15	2,00	5,85
Magnétite.....	0,60	0,80	0,35	0,65	1,50	1,65	0,70	1,55
Hématite.....	—	—	—	0,65	—	—	1,00	—
Ilménite.....	0,25	0,20	0,25	0,20	0,25	0,25	0,40	0,25
Apatite.....	0,75	0,75	0,45	0,30	0,45	0,45	0,30	0,45
p.....	0,937	0,928	0,951	0,944	0,930	0,922	0,950	0,912
q.....	0,357	0,387	0,348	0,389	0,385	0,496	0,385	0,515
r.....	0,971	0,936	0,944	1,000	0,902	0,926	0,932	0,884
s.....	0,427	0,442	0,502	0,464	0,220	0,540	0,484	0,264
h.....	0,632	0,666	0,726	0,195	0,534	0,059	0,193	0,230
k.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
l.....	0,672	0,741	0,800	0,747	0,853	0,694	0,757	0,754
m.....	0,083	0,474	0,221	0,474	0,205	0,130	0,507	0,194

NOTA.

Gneiss du groupe G₁ (gneiss type La Preste). — **118**, gneiss leptynitique fin; ravin de Can Calet près de Saint-Sauveur, entre La Preste et Prats-de-Mollo. — **119**, gneiss leptynitique; Saint-Sauveur. — **120**, gneiss œillé à mésostase fine; bains de La Preste. — **121**, gneiss œillé; route des Conques, près de La Preste. — **122**, gneiss homogène grossier, au contact de l'enveloppe paléozoïque; bains de La Preste. — **123**, gneiss amygdalo-œillé; route des Conques, près de La Preste. — **124**, gneiss œillé à mésostase fine; bains de La Preste. — **125**, leptynite à grain fin; bains de La Preste.

de blastomylonite (fig. 3, pl. 15). On y voit en effet les yeux feldspathiques souvent morcelés, de grosses lamelles micacées isolées et déformées, des amygdales quartzitiques nombreuses, formées par du quartz III ou IV très engrenées; le tout est emballé dans une mésostase secondaire assez phylliteuse, riche en petites lamelles de muscovite-séricite très disséminées avec de la biotite subordonnée et de la chlorite soulignant les plans de schistosité.

— Des gneiss granitoïdes à structure de granite banal déformé, essentiellement constitué par des feldspaths I, du quartz III, peu ou pas engrené mais très

déformé, des micas I, spécialement des biotites souvent altérées, en grosses lamelles tordues et déchiquetées. Il n'y a pas d'anciens phénocristaux bien individualisés et la mésostase secondaire y est réduite.

Dans les variétés œillées, les plus fréquentes, les anciens phénocristaux sont toujours assez régulièrement calibrés. Ce caractère mis à part, les gneiss de Carança ont une micrographie voisine de celle des gneiss G₂. Les feldspaths potassiques I sont cependant assez particuliers, car ils sont souvent peu ou pas perthitiques, et assez souvent, peu ou pas « quadrillés ». Ils forment alors des plages homogènes maclées Carlsbad. L'albiti-

TABLEAU 39
COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₁ TYPE CARANÇA (SOMMET)

	105	106	107	109	110	111	113	114	116	117
SiO ₂	68,60	70,00	70,80	71,10	71,25	72,30	73,10	73,75	75,00	76,60
Al ₂ O ₃	13,25	16,20	13,25	13,75	13,20	12,85	12,75	14,85	11,80	12,90
Fe ₂ O ₃	0,90	0,80	0,25	0,45	0,50	0,55	1,85	0,30	0,25	0,65
FeO	1,40	1,70	2,30	2,45	2,45	2,00	2,00	1,25	1,50	0,55
TiO ₂	0,85	0,35	0,45	0,50	0,45	0,50	0,35	0,20	0,50	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00
MgO	1,20	0,70	1,25	0,75	0,95	0,95	0,70	0,45	2,25	0,55
CaO	2,70	2,10	2,10	1,55	1,75	1,55	1,35	0,80	0,45	0,45
Na ₂ O	3,00	2,90	2,30	3,40	2,80	2,40	2,25	3,40	1,40	3,25
K ₂ O	4,00	4,25	4,70	5,10	5,80	4,55	4,35	5,00	4,40	4,35
P ₂ O ₅	0,50	0,05	0,15	0,10	0,10	0,20	0,10	0,10	0,20	0,10
H ₂ O +	1,35	0,95	1,55	0,95	0,90	1,50	1,15	0,85	1,50	0,50
H ₂ O -	0,20	0,05	0,20	0,20	0,05	0,20	0,05	0,00	0,20	0,05
CO ₂	1,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	99,45	100,05	99,30	100,15	100,25	99,55	100,00	100,00	99,50	99,95
Si	66,80	66,20	68,40	67,05	67,35	69,80	70,35	68,75	72,75	72,30
Al	15,15	18,00	15,05	15,25	14,70	14,60	14,45	16,30	13,45	14,30
Fe ^{'''}	0,65	0,55	0,20	0,30	0,35	0,40	1,35	0,20	0,20	0,45
Fe ^{''}	1,15	1,35	1,85	1,90	1,95	1,60	1,60	0,95	1,20	0,45
Ti	0,60	0,25	0,30	0,35	0,30	0,35	0,25	0,15	0,35	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,05	0,05	0,00
Mg	1,75	1,00	1,80	1,05	1,35	1,35	1,00	0,60	3,25	0,75
Ca	2,80	2,10	2,15	1,55	1,75	1,60	1,40	0,80	0,45	0,45
Na	5,65	5,30	4,30	6,20	5,10	4,50	4,20	6,15	2,60	5,95
K	4,95	5,15	5,80	6,15	7,00	5,60	5,35	5,95	5,45	5,25
P	0,40	0,05	0,10	0,05	0,05	0,15	0,10	0,05	0,15	0,05
C	2,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>si</i>	347	344	368	358	357	403	406	408	456	486
<i>al</i>	39,4	46,8	40,5	40,8	38,9	42,1	41,7	48,4	42,2	48,1
<i>fm</i>	18,4	15,1	20,7	17,9	19,5	19,5	22,8	11,0	29,5	11,3
<i>c</i>	14,6	11,0	11,7	8,37	9,40	9,25	8,03	4,74	2,93	3,05
<i>alc</i>	27,6	27,1	27,1	33,0	32,1	29,1	27,5	35,9	25,3	37,6
<i>ti</i>	3,22	1,28	1,75	1,89	1,69	2,08	1,45	0,83	2,28	0,00
<i>p</i>	1,06	0,10	0,32	0,21	0,21	0,47	0,23	0,23	0,51	0,26
<i>k</i>	0,46	0,49	0,57	0,49	0,57	0,55	0,56	0,49	0,67	0,46
<i>mg</i>	0,49	0,34	0,47	0,31	0,36	0,40	0,25	0,34	0,69	0,46

TABLEAU 39
COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₁ TYPE CARANÇA (SOMMET) [suite]

	105	106	107	109	110	111	113	114	116	117
Quartz	33,45	30,60	31,96	26,10	26,70	35,60	38,95	31,90	45,35	39,30
Orthose	23,65	25,15	27,80	30,15	34,30	26,90	25,70	29,55	26,00	25,70
Albite	25,35	24,50	19,45	28,75	23,65	20,25	19,00	28,75	11,80	27,45
Anorthite	0,95	10,10	9,55	7,10	6,25	6,50	6,10	3,35	1,05	1,65
Diopside	—	—	—	—	1,50	—	—	—	—	—
Hypersthène	3,40	3,60	6,35	5,25	5,00	4,75	3,30	2,90	7,40	1,85
Corindon	3,60	3,10	0,85	0,00	0,00	1,55	2,10	2,60	4,30	2,20
Magnétite	1,30	1,15	0,35	0,64	0,70	0,80	2,65	0,40	0,35	0,90
Ilménite	1,60	0,65	0,85	0,95	0,85	0,95	0,65	0,40	0,95	—
Apatite	1,10	0,10	0,32	0,20	0,20	0,45	0,20	0,20	0,45	0,20
Calcite	3,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—
p.....	0,853	0,913	0,910	0,929	0,916	0,913	0,909	0,935	0,862	0,947
q.....	0,400	0,339	0,360	0,283	0,294	0,398	0,434	0,341	0,538	0,417
f.....	0,962	0,716	0,717	0,810	0,826	0,788	0,789	0,899	0,948	0,943
s.....	0,468	0,492	0,574	0,497	0,577	0,555	0,560	0,472	0,674	0,469
h.....	0,539	0,666	0,842	0,767	0,806	0,733	0,499	0,785	0,852	0,667
k.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
l.....	0,525	0,975	0,952	0,962	0,869	0,924	0,955	0,931	0,948	0,910
m.....	0,607	0,426	0,495	0,355	0,411	0,461	0,386	0,393	0,730	0,643

NOTA.

105, gneiss finement rubané, entre les gorges du Llech et le mas Mallet (Estohér). — **106**, gneiss oëillé; près de l'Estagnol, vallée de Prats-de-Balaguer. — **107**, gneiss finement rubané à petits yeux feldspathiques; sud des lacs de Carança. — **109**, gneiss oëillé; sud de Fontpédrouse. — **110**, gneiss homogène; nord de Fontpédrouse. — **111**, gneiss oëillé et finement rubané; sud des lacs de Carança. — **113**, gneiss finement rubané; sud des lacs de Carança. — **114**, gneiss homogène; Roque Couloum, sud de Py. — **116**, gneiss leptynitique au sommet de la formation G₁; Estanyol de Prats-de-Balaguer. — **117**, gneiss leptynitique, au sommet de la formation G₁; Thues-les-Bains (Les Graus).

sation y est plutôt rare, mais ils sont par contre presque toujours corrodés à leur périphérie par des plagioclases IIIa et de la myrmékite II. Les plagioclases I renferment souvent de l'antiperthite ou sont microclinisés. Enfin, sauf dans les variétés granitoïdes, la mésostase secondaire y est très développée, riche en feldspaths et en muscovite-séricite, mêlée souvent de chlorite probablement secondaire et de minéraux accessoires parmi lesquels l'épidote et le sphène sont fréquents. Ces roches ont souvent une structure de blastomylonites.

Enfin, signalons la présence fréquente de *gneiss homogènes ou leptynitiques* au contact des gneiss G₁

et des micaschistes ou à l'intérieur de la formation. Dans ces gneiss, la proportion de la muscovite peut l'emporter sur celle de la biotite. La biotite est souvent en courtes lamelles rassemblées en agrégats. Les feldspaths potassiques I sont souvent « albitisés ». La mésostase y est généralement du type homogène (cf. ci-dessus, p. 148). Certaines de ces roches seront décrites ci-dessous (cf. p. 185).

La composition chimique des gneiss G₁ type Carança est donnée dans le tableau 39 pour les gneiss G₁ au sommet de la formation des gneiss G₂, et dans le tableau 40 pour les gneiss G₁ à la base des gneiss G₂.

TABLEAU 40
COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₁ TYPE CARANÇA (BASE)

	126	127	128	129	130	131	132
SiO ₂	73,20	73,50	73,80	74,05	74,10	74,20	75,05
Al ₂ O ₃	13,40	13,65	13,80	14,55	13,50	15,10	13,80
Fe ₂ O ₃	1,00	1,25	0,70	0,10	0,40	0,90	0,45
FeO	2,40	1,50	1,10	1,45	1,45	1,10	0,70
TiO ₂	0,20	0,30	0,10	0,10	0,30	0,20	0,10
MnO	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05
MgO	0,80	0,40	0,30	0,15	0,45	0,30	0,15
CaO	1,45	1,25	1,25	0,15	1,15	0,90	1,00
Na ₂ O	1,90	3,20	4,00	3,30	2,90	2,40	5,00
K ₂ O	4,60	4,30	3,60	4,90	4,10	4,20	1,80
P ₂ O ₅	0,15	0,25	0,20	0,15	0,15	0,25	0,25
H ₂ O +	1,20	1,00	0,95	0,80	1,25	1,10	1,10
H ₂ O -	-	-	0,10	0,10	0,05	-	0,10
	100,30	100,65	99,95	99,80	99,85	100,70	99,55
Si	70,20	69,45	69,70	70,05	70,80	70,40	70,95
Al	15,10	15,15	15,35	16,20	15,15	16,85	15,35
Fe ^m	0,70	0,90	0,50	0,05	0,30	0,65	0,30
Fe ^r	1,90	1,20	0,85	1,15	1,15	0,85	0,55
Ti	0,15	0,20	0,05	0,05	0,20	0,15	0,05
Mn	0,00	0,05	0,05	0,00	0,05	0,05	0,05
Mg	1,15	0,55	0,40	0,20	0,65	0,40	0,20
Ca	1,50	1,25	1,25	0,15	1,15	0,90	1,00
Na	3,50	5,85	7,30	6,05	5,35	4,40	9,15
K	5,65	5,20	4,35	5,90	5,00	5,10	2,15
P	0,15	0,20	0,15	0,10	0,15	0,20	0,20
<i>si</i>	403	407	420	447	441	438	459
<i>al</i>	43,4	44,5	46,2	51,7	47,2	52,5	49,6
<i>fm</i>	21,7	15,7	11,0	9,11	13,2	12,3	7,26
<i>c</i>	8,55	7,42	7,62	0,97	7,32	5,7	6,54
<i>alc</i>	26,3	32,4	35,15	38,2	32,2	29,6	36,6
<i>ti</i>	0,82	1,24	0,42	0,45	1,33	0,88	0,45
<i>p</i>	0,34	0,58	0,48	0,38	0,37	0,62	0,64
<i>k</i>	0,61	0,46	0,37	0,49	0,48	0,53	0,19
<i>mg</i>	0,30	0,21	0,23	0,14	0,30	0,21	0,18

TABLEAU 40
COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₁ TYPE CARANÇA (BASE) [suite]

	126	127	128	129	130	131	132
Quartz.	39,15	35,20	33,55	34,80	37,90	41,95	37,00
Orthose.	27,20	25,40	21,30	29,00	24,25	24,85	10,65
Albite.	16,05	27,05	33,80	27,90	24,50	20,25	42,25
Anorthite.	6,30	4,70	5,00	0,00	4,80	2,95	3,45
Hypersthène.	5,25	2,30	2,10	2,75	3,05	1,75	1,20
Corindon.	2,95	1,95	1,45	3,80	2,50	5,50	2,35
Magnétite.	1,45	1,80	1,00	0,15	0,60	1,30	0,65
Ilménite.	0,40	0,55	0,20	0,20	0,55	0,40	0,20
Apatite.	0,30	0,55	0,45	0,30	0,30	0,55	0,55
p.	0,896	0,927	0,947	0,927	0,929	0,905	0,950
q.	0,441	0,381	0,358	0,379	0,414	0,466	0,396
r.	0,778	0,851	0,850	0,000	0,839	0,885	0,888
s.	0,615	0,470	0,372	0,495	0,483	0,536	0,192
h.	0,742	0,493	0,641	0,896	0,726	0,514	0,591
k.	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
l.	0,944	0,854	0,843	0,899	0,908	0,812	0,718
m.	0,375	0,324	0,329	0,157	0,358	0,329	0,278

NOTA.

126, gneiss oëillé; Puig Sec (Canigou). — 127, gneiss oëillé; vallon de la Percigoule. — 128, gneiss leptynitique, versant sud du pic de Sept-Hommes (gneiss gris du Vallespir). — 129, gneiss leptynitique un peu oëillé, pic de Tres Vens. — 130, gneiss oëillé, pic de Tres Vens. — 131, gneiss leptynitique; versant nord du pic de Sept-Hommes. — 132, gneiss leptynitique, vallon de Calcabous, nord de Saint-Sauveur.

4. Les gneiss du groupe G₃.

Les caractères micrographiques de ce groupe sont analogues à ceux des gneiss du groupe G₂ mais s'en distinguent toutefois par la plus grande abondance de la biotite et souvent par la rareté des grands feldspaths I. Le feldspath potassique peut y être rare et même manquer complètement. Les gneiss ont alors une composition minéralogique de quartz-diorite à biotite, avec des plagioclases généralement zonés (An % varie de 25 à 50 % de la périphérie vers le centre). Le sphène et l'épidote sont des accessoires fréquents.

La composition chimique de quelques gneiss du groupe G₃ est donnée dans le tableau 41.

Les gneiss G₃ renferment des formations lithologiques remarquables :

— *Les enclaves mésocrates.*

Très fréquentes dans les gneiss de ce groupe elles

existent aussi avec des caractères semblables dans les gneiss G₂. Elles seront donc décrites ci-dessous dans un paragraphe séparé (cf. p. 184).

— *Les « métaconglomérats ».*

On les rencontre dans le vallon de Velmanya, en affleurements discontinus, difficiles à repérer et donc mal connus. On en trouve aussi des blocs roulés dans la rivière Lentilla. C'est une sorte de conglomérat polygénique renfermant des éléments plus ou moins arrondis mais parfois franchement anguleux, toujours étirés suivant la direction de linéation l₁. Leur dimension varie de 3 à 30 centimètres suivant le diamètre perpendiculaire à l'allongement (fig. 8, pl. 6). Les éléments sont inclus dans une matrice de gneiss G₁, de grain moyen. Cette formation existe généralement à la base des gneiss G₃, près de leur contact avec les micaschistes de Balatg. Les fragments sont de plusieurs sortes :

Fragments sombres à composition de diorite quartzique à biotite. De structure granoblastique (0,4-0,8 mm) légèrement orientée,

TABLEAU 41. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₃

	91	92	93	94	95	96	97	98	99
SiO ₂	63,70	64,70	64,80	65,30	66,35	67,15	67,15	67,35	68,70
Al ₂ O ₃	18,65	16,90	16,40	15,00	15,30	14,10	14,35	14,60	14,90
Fe ₂ O ₃	0,45	0,35	0,60	1,05	0,60	1,85	0,80	0,70	2,40
FeO	2,60	3,10	5,10	3,90	4,35	3,15	4,60	4,35	1,25
TiO ₂	0,75	0,90	0,85	0,90	0,85	0,85	0,85	0,80	0,75
MnO	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05
MgO	2,45	3,10	1,50	1,90	1,75	1,10	1,60	1,65	1,45
CaO	3,65	2,40	2,35	2,85	2,40	3,65	2,65	2,35	3,15
Na ₂ O	4,00	4,30	3,00	3,35	2,85	3,05	3,20	4,40	4,00
K ₂ O	2,65	0,90	2,80	3,50	4,00	4,00	3,85	2,50	1,45
P ₂ O ₅	0,20	0,25	0,25	0,30	0,20	0,20	0,25	0,25	0,20
H ₂ O +	0,85	2,15	1,65	1,40	1,45	0,80	1,05	0,95	1,15
H ₂ O —	0,05	0,20	0,20	0,20	0,00	0,10	0,00	0,00	0,20
	100,05	99,30	99,60	99,75	100,10	100,10	100,45	100,00	99,65
Si	59,20	61,60	62,40	62,25	63,15	63,80	63,50	63,35	65,45
Al	20,40	18,90	18,55	16,85	17,15	15,75	16,95	16,15	16,70
Fe ^{'''}	0,30	0,25	0,45	0,75	0,40	1,30	0,55	0,50	1,70
Fe ^{''}	2,00	2,45	4,10	3,10	3,35	2,50	3,60	3,40	1,00
Ti	0,50	0,65	0,60	0,65	0,60	0,60	0,60	0,55	0,55
Mn	0,05	0,05	0,10	0,10	0,10	0,10	0,05	0,05	0,05
Mg	3,40	4,40	2,15	2,70	2,50	1,55	2,25	2,30	2,05
Ca	3,65	2,45	2,40	2,90	2,45	3,70	2,70	2,35	3,20
Na	7,20	7,90	5,60	6,20	5,25	3,60	5,85	8,00	7,35
K	3,15	1,10	3,45	4,25	4,85	4,85	4,65	3,00	1,75
P	0,15	0,20	0,20	0,25	0,15	0,15	0,20	0,20	0,15
<i>si</i>	238,9	261,0	270,3	268,5	281,4	286,3	282,8	284,6	312,4
<i>al</i>	41,1	40,1	40,2	36,3	38,2	35,3	35,5	36,3	39,9
<i>fm</i>	23,3	30,4	29,7	28,7	28,4	24,5	29,1	28,4	23,0
<i>c</i>	14,7	10,4	10,5	12,6	10,9	16,7	12,0	10,6	15,3
<i>alc</i>	20,8	19,1	19,6	22,5	22,5	23,5	23,4	24,7	21,8
<i>ti</i>	2,10	2,72	2,66	2,77	2,70	2,71	2,68	2,53	2,55
<i>p</i>	0,31	0,42	0,44	0,52	0,35	0,36	0,44	0,44	0,38
<i>k</i>	0,30	0,12	0,38	0,40	0,48	0,46	0,44	0,27	0,19
<i>mg</i>	0,59	0,61	0,31	0,40	0,39	0,28	0,34	0,36	0,42

TABLEAU 41. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS G₃ (suite)

	91	92	93	94	95	96	97	98	99
Quartz.....	17,85	25,30	26,55	22,00	24,45	24,65	23,40	22,50	31,50
Orthose.....	15,65	5,30	16,55	20,70	23,65	23,65	22,75	14,75	8,55
Albite.....	33,80	36,35	25,35	28,30	24,10	25,75	27,05	37,20	33,80
Anorthite.....	16,95	10,40	10,20	12,35	10,75	12,90	11,65	10,15	14,45
Diopside.....	—	—	—	—	—	3,30	—	—	—
Hypersthène.....	9,35	11,75	11,40	9,70	10,45	4,10	10,55	10,35	3,60
Corindon.....	2,95	5,00	4,70	1,15	2,30	—	0,60	0,90	1,45
Magnétite.....	0,65	0,50	0,85	1,50	0,85	2,65	1,15	1,00	2,00
Hématite.....	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
Ilménite.....	1,40	1,70	1,60	1,70	1,60	1,60	1,60	1,52	1,40
Apatite.....	0,45	0,55	0,55	0,65	0,45	0,45	0,55	0,55	0,45
p.....	0,830	0,799	0,805	0,850	0,841	0,877	0,854	0,855	0,899
q.....	0,212	0,327	0,338	0,263	0,295	0,283	0,276	0,266	0,356
r.....	0,603	0,677	0,681	0,672	0,696	0,664	0,688	0,727	0,606
s.....	0,304	0,121	0,381	0,408	0,481	0,464	0,442	0,273	0,193
h.....	0,819	0,843	0,821	0,752	0,808	0,635	0,792	0,805	0,450
k.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
l.....	0,958	0,958	0,954	0,941	0,960	0,792	0,952	0,951	0,927
m.....	0,629	0,643	0,342	0,467	0,425	0,386	0,385	0,406	0,676

NOTA.

Gneiss du groupe G₃. — **91**, gneiss ocellé; sud-est de Py. — **92**, gneiss homogène; vallon de Velmana. — **93**, gneiss ocellé; vallon de Velmana. — **94**, gneiss ocellé; vallon de Velmana. — **95**, gneiss homogène, granitoïde; serre de Roc Negra. — **96**, gneiss ocellé : pic Barbet (signal du). — **97**, gneiss ocellé (en intercalation dans les gneiss G₂) pic de la Roquette (est de Py). — **98**, gneiss leptynitique : est de Py. — **99**, gneiss ocellé, sud-ouest de Py (Terre Blanche).

ils sont formés par l'association *biotite-plagioclase* An = 30 % avec ou sans quartz. La biotite constitue environ 50 % de la roche, en courtes lamelles plus ou moins enchevêtrées, souvent cernées d'un liséré de sphène aux bordures des plages. Le plagioclase est souvent zoné (An = 23 % à la périphérie pouvant atteindre 55 % au centre des plages). Le quartz est en général rare ou peu abondant. Le sphène est assez abondant, entourant souvent les grains d'ilménite avec en plus, de l'apatite et du zircon comme accessoires. Ces fragments ont donc généralement une composition de diorite quartzique à biotite;

— fragments à composition de diorite quartzique à hornblende et biotite (amphibolite). Ils ont une structure granoblastique, quasi grenue (0,5-0,8 mm), avec tendance marquée à l'idiomorphisme des plagioclases. Ils sont formés par l'association *plagioclase* An = 30-40 %-*hornblende* verte-*biotite-quartz*. Le plagioclase plus ou moins séricitisé et épidotisé est parfois zoné, la basicité pouvant atteindre 52 % An au centre des plages. La hornblende est analogue à celle décrite au chapitre III dans les amphibolites de la zone de l'andalousite. Parmi les accessoires, le sphène à centre d'ilménite est abondant; il s'y ajoute l'apatite en gros prismes et le zircon. On y trouve également des reliques d'anciennes textures, probablement

des anciennes amygdales (fig. 40, chap. III), à bordure amphibolique et à centre rempli de quartz, qui prouvent bien l'origine « ortho » de ces fragments;

— fragments à composition de gneiss à silicates calco-magnésiens. Ce sont des fragments très clairs, finement rubanés, de grain fin, granoblastiques, très riches en quartz, auquel se mêlent du *plagioclase* souvent entièrement saussuritisé, de la *trémolite*, de l'*épidote*, du *sphène en grandes plages*, du *grossulaire*, de la biotite verte. Les accessoires sont : zircon, apatite, minéral opaque, chlorite secondaire.

La matrice renfermant ces fragments est formée par un gneiss G₃ sombre à composition de diorite-quartzique à biotite : plagioclase An = 30 % souvent maclé (en particulier albite-Carlsbad) et zoné; biotite bordée de granules de sphène; quartz assez abondant, auquel s'ajoute un peu de microcline. Accessoires : sphène, apatite, zircon, épidote, minéral.

Cette description montre suffisamment le caractère composite de cette roche qui représente vraisemblablement un *ancien conglomérat repris dans le métamorphisme hercynien*. On trouvera dans le tableau 42 l'analyse chimique d'un élément basique du métaconglomérat (analyse 100). L'analyse 100 est celle de l'amphibolite décrite ci-dessus dont l'origine ortho est prouvée par la présence de structures reliques. Elle est très voisine de l'analyse 50 du tableau 10 qui représente la composition d'une orthoamphibolite située au contact des gneiss du Canigou et des micaschistes (orthoamphibolite de Serrabonne). Il pourrait bien s'agir de la même

roche, reprise sous forme d'éléments dans le métaconglomérat.

5. Les enclaves sombres (mésocrates) dans les gneiss G₂ et G₃.

Les gneiss des groupes G₂ et G₃ renferment des enclaves sombres isolées au sein de la roche qui rappellent tout à fait, par leurs caractères pétrographiques, leur mode de gisement, et leur composition chimique, les enclaves mésocrates finement grenues ou microgrenues

TABLEAU 42. — COMPOSITION CHIMIQUE DES ENCLAVES DANS LES GNEISS DU CANIGO

	101	100	102	103	104		101	100	102	103	104
SiO ₂	53,70	55,00	56,50	63,10	63,30	si.....	153	158	168	230	245
Al ₂ O ₃	20,20	17,70	19,00	14,60	16,55	al.....	33,90	29,90	33,20	31,30	37,70
Fe ₂ O ₃	0,25	0,50	0,30	1,40	1,35	fm.....	39,70	39,40	33,60	41,80	24,40
FeO	5,20	6,30	2,80	5,90	3,50	c.....	9,47	20,50	13,70	7,81	15,80
TiO ₂	0,90	1,10	1,30	1,20	0,90	alc.....	17,00	10,30	19,50	19,10	22,10
MnO	0,10	0,15	0,10	0,10	0,05	ti.....	1,92	2,36	2,89	3,28	2,61
MgO	6,20	5,30	5,80	3,60	1,55	p.....	0,18	0,18	0,31	0,46	0,40
CaO	3,10	6,65	4,30	2,00	3,80	k.....	0,23	0,39	0,12	0,53	0,34
Na ₂ O	4,70	2,25	5,95	2,50	3,85	mg.....	0,66	0,58	0,76	0,47	0,36
K ₂ O	2,20	2,20	1,30	4,40	3,10	Quartz.....	0,00	7,40	0,00	19,25	17,45
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,25	0,30	0,25	Orthose.....	13,00	13,00	7,70	26,00	18,35
H ₂ O +	2,70	2,30	1,95	0,80	1,15	Albite.....	39,70	19,00	50,30	21,10	32,55
H ₂ O -	0,20	0,10	0,10	0,05	0,15	Anorthite.....	14,50	31,65	19,85	8,15	17,35
	99,60	99,70	99,65	99,95	99,50	Diopside.....	-	0,40	-	-	-
						Hypersthène....	19,05	22,65	11,70	16,85	7,75
Si	50,00	52,50	51,75	59,80	60,05	Olivine.....	3,25	-	4,05	-	-
Al	22,10	19,85	20,45	16,30	18,45	Corindon.....	4,75	-	0,50	2,70	0,45
Fe ^{''}	0,15	0,35	0,20	1,00	0,95	Magnétite.....	0,35	0,70	0,40	2,00	1,95
Fe [']	4,05	5,00	2,15	4,65	2,75	Ilménite.....	1,70	2,10	2,45	2,30	1,70
Ti	0,60	0,80	0,90	0,85	0,65	Apatite.....	0,30	0,30	0,55	0,65	0,55
Mn	0,05	0,10	0,05	0,10	0,05	p.....	0,695	0,731	0,798	0,752	0,873
Mg	8,65	7,60	7,95	5,10	2,20	q.....	0,000	0,104	0,000	0,258	0,204
Ca.....	3,10	6,80	4,20	2,05	3,85	r.....	0,655	0,344	0,605	0,748	0,603
Na	8,45	4,15	10,55	4,60	7,05	s.....	0,236	0,392	0,126	0,537	0,347
K	2,60	2,70	1,50	5,30	3,75	h.....	0,916	0,892	0,845	0,797	0,680
P	0,10	0,10	0,20	0,25	0,20	k.....	0,855	0,000	0,743	0,000	0,000
						l.....	0,986	0,978	0,972	0,964	0,943
						m.....	0,682	0,602	0,788	0,523	0,443

NOTA.

100 : enclave basique à hornblende métaconglomérat, vallon de Velmanya. — 101 : enclave mésocrate dans les gneiss G₃, *idem*. — 102 : enclave mésocrate dans les gneiss G₃, Serre de Roc Nègre. — 103 : enclave mésocrate dans les gneiss G₂, vallon de Velmanya. — 104 : enclave mésocrate dans les gneiss G₂, vallon de Calcabous, Nord de Prats-de-Mollo.

que l'on rencontre si souvent dans les massifs de granites circonscrits de la région.

Ces enclaves sont plutôt rares parmi les gneiss G_2 , elles sont au contraire fréquentes dans les gneiss G_3 , par exemple dans le vallon de Velmanya. On a trouvé trois types d'enclaves sombres :

— des enclaves mésocrates à structure homogène et finement granoblastique, riches en biotite, et renfermant parfois des phénocristaux hypidiomorphes de plagioclase (fig. 3 et 6, pl. 6);

— des enclaves biotitiques où l'on reconnaît clairement une structure de micaschistes ou de gneiss pélitiques plissotés (fig. 4, pl. 6);

— des enclaves d'amphibolite litée (fig. 5, pl. 6).

Dans les gneiss G_2 les enclaves se présentent sous forme de corps isolés; dans les gneiss G_3 elles sont souvent groupées en « essaim ».

Les enclaves mesurent en général de 5 à 30 centimètres suivant leur diamètre transversal. Elles sont toujours fortement étirées suivant la linéation l_1 , et dans les gneiss G_3 , elles sont d'ordinaire fusiformes. Leur aspect peut donc être très variable suivant l'orientation de l'échantillon.

Les enclaves mésocrates sont de beaucoup les plus fréquentes. Elles se distinguent bien du gneiss encaissant par leur structure finement grenue et leur plus grande richesse en biotite. En général, il n'existe pas de bordure de réaction entre l'enclave et le gneiss encaissant.

Au microscope, la structure est presque hypidiomorphe dans les préparations orientées perpendiculairement à l_1 , et franchement gneissique normalement à cette direction. On peut distinguer :

— les plagioclases à biotite qui ont un grain assez uniforme (0,1 mm), et qui sont formées d'un plagioclase ($An = 30\%$) à centre souvent plus basique, mais à macles plutôt rares, et de biotite en courtes lamelles planes, brun acajou. On y rencontre comme accessoires : minéraux opaques, souvent abondants, épidote, sphène, traînées séricitiques, apatite, zircon;

— les plagioclases quartziques qui sont formées d'un agrégat (0,1-0,2 mm) équigranulaire de quartz et de plagioclase, entre lequel s'intercalent de courtes lamelles de biotites, seules ou associées à des lamelles de muscovite. Au sein de cette matrice, on trouve parfois des grands plagioclases idiomorphes ou hypidiomorphes, maculé albite, péricline et Carlsbad. Leur composition est en général 28 à 32 % An ; dans les plages zonées cette valeur peut tomber à 18 % An à la périphérie, et atteindre 50 % An au centre. Le sphène entourant souvent un centre d'ilménite est parfois abondant. Comme autres accessoires signalons : l'apatite, le zircon, la séricite, le pennine, la clinozoïsite. Ces enclaves renferment parfois, elles-mêmes, des parties plus finement cristallisées de plagioclase à biotite.

La composition chimique de quatre enclaves mésocrates de gneiss G_3 et G_2 est donnée dans le tableau 42 (analyses 101, 102, 103 et 104) où sont également indiquées les provenances des échantillons. Ces composi-

tions sont comparables à celles de certaines « enclaves microgrenues » des granites intrusifs circonscrits étudiées par J. Didier (1964) dans le Massif Central. A titre de comparaison, nous reproduisons dans le tableau 43 trois des analyses du mémoire de J. Didier et celle d'une « enclave basique » de granite *in* Rosenbusch et Osann (1923). Nous pensons que les enclaves mésocrates des gneiss G_2 et G_3 représentent d'anciennes « enclaves microgrenues » des anciens granites dont dérivent les gneiss G_2 et une partie des gneiss G_3 .

TABLEAU 43

	a	b	c	d
SiO ₂	54,80	55,25	63,60	63,85
Al ₂ O ₃	20,80	20,20	16,75	15,05
Fe ₂ O ₃	2,40	1,70	1,10	0,75
FeO.....	4,65	4,10	3,70	4,45
TiO ₂	1,05	0,80	0,70	0,65
MnO.....	—	0,05	0,05	0,50
MgO.....	3,20	3,00	3,20	4,05
CaO.....	5,00	4,00	2,75	2,20
Na ₂ O.....	4,80	5,95	4,10	2,85
K ₂ O.....	2,90	2,45	2,90	4,15
P ₂ O ₅	—	0,30	0,35	0,30
H ₂ O +.....	0,85	1,75	0,65	1,00
H ₂ O —.....	—	0,30	0,25	0,20
	100,45	99,85	100,10	100,00

NOTA.

a : enclave basique de granite *in* Rosenbusch et Osann (1923), p. 127. — b : enclave microgrenue sombre n° 860 *in* J. Didier (1964). — c : enclave microgrenue claire n° 1053 *idem*. — d : enclave microgrenue sombre n° 1034 *idem*.

6. Remarques sur la pétrographie des gneiss homogènes et leptynitiques.

Les gneiss homogènes et les gneiss leptynitiques comprennent la plupart des variétés non œillées. Tantôt ce sont des gneiss grossiers, tantôt au contraire des gneiss de grain fin ou moyen. Beaucoup de ces derniers entrent dans la catégorie des « leptynites » au sens large de P. Cordier et C. d'Orbigny (1868) bien que la proportion de mica noir y soit parfois nettement plus élevée que n'en jugerait une simple estimation à l'œil (cf. tableau 44). C'est seulement de ces derniers qu'il sera question ci-dessous.

Ces roches sont communes à tous les groupes de gneiss étudiés et tranchent bien en général sur les gneiss œillés encaissants, dont elles sont séparées par des limites nettes. Elles se présentent tantôt en bancs peu

épais (quelques centimètres à trois mètres de puissance), tantôt en amas lenticulaires importants, cartographiables, dont la puissance peut atteindre localement plusieurs dizaines de mètres.

Leur composition minéralogique qualitative est généralement très monotone : quartz, microcline, plagioclase acide, ou albite, biotite et muscovite sont les principaux minéraux. Comme accessoires, zircon, apatite, tourmaline, grenat, sphène, rutile, épidote, clinzoïsite. Leur composition quantitative indiquée dans le tableau 44 est assez variable. Le quartz se présente sous divers aspects examinés ci-dessous. Le plagioclase est souvent de l'albite (An 5 à An 12 %), mais dans les leptynites des gneiss G₂ on rencontre aussi de l'oligoclase (An 17 à An 22 %). Il est tantôt maclé polysynthétique et rappelle le plagioclase IIIb des gneiss, tantôt non maclé — ou peu — comme le plagioclase IIIa. Certains plagioclases qui forment de petits yeux se remarquent par la complexité de leurs macles. Le feldspath potassique est du microcline (— 2 V = 75 à 86°), souvent perthitique et albitisé quand il forme de petits yeux (feldspath potassique I) ou au contraire peu perthitique et avec les caractères du microcline II dans les autres cas. La schistosité

mal marquée est indiquée par les micas d'abondance variable. La biotite forme tantôt de courtes lamelles planes ou déformées, disséminées dans la roche, tantôt des paquets isolés de lamelles enchevêtrées évoquant une recristallisation à partir d'une biotite plus ancienne. A côté de la biotite brune ou brun verdâtre, on trouve parfois des petites lamelles d'une biotite vert vif (biotite II). La muscovite, souvent plus abondante que le mica noir, forme tantôt de grandes lamelles déformées, spécialement dans les gneiss « aplitiques » (cf. ci-dessous), tantôt elle est dispersée dans la roche ou groupée en paquets de lamelles associée à la biotite.

Au microscope, la texture et la composition minéralogique permettent de séparer deux groupes assez typiques de leptynites, entre lesquels se situent des roches « intermédiaires ».

Les gneiss fins de texture « quartzitique ».

Ils se rencontrent dans les gneiss G₁ et sont des para-leptynites dont il existe plusieurs types. Le quartz y est en général abondant (analyses modales 22, 23 et 24 du tableau 44), granoblastique, de contours réguliers ou

TABLEAU 44. — COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE QUELQUES LEPTYNITES EN LIAISON AVEC LES GNEISS DU CANIGOU

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Quartz.....	26,8	28,1	29,0	30,6	30,8	31,2	31,4	32,0	32,3	34,1	34,5	34,8
Microcline.....	16,8	25,7	39,0	20,1	30,0	29,3	26,9	33,9	35,9	15,0	36,9	15,7
Plagioclase.....	43,4	43,9	31,5	42,5	30,8	30,5	31,5	21,3	20,5	45,4	25,9	38,7
Muscovite.....	13,1	1,0	1,0	6,7	8,3	6,2	8,9	10,1	9,7	5,5	1,3	7,0
Biotite.....		0,9	0,5	1,0	—	2,5	—	2,4	—	—	1,3	0,6
Accessoires.....		0,3	—	—	—	0,5	1,3	0,5	1,5	—	—	3,0
	100,1	99,9	100,0	100,9	99,9	100,0	100,0	100,2	99,9	100,0	99,8	99,8
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Quartz.....	35,6	35,6	36,5	38,7	37,0	37,5	38,0	40,5	42,5	42,9	50,4	56,2
Microcline.....	26,6	27,6	35,8	—	22,7	32,0	35,8	16,9	—	15,8	8,8	10,2
Plagioclase.....	30,9	31,0	20,3	56,9	32,5	25,7	19,9	32,4	48,3	25,7	30,1	28,7
Muscovite.....	5,9	2,2	1,4	6,4	6,5	—	1,1	2,0	8,4	8,7	4,9	4,9
Biotite.....	1,2	3,4	6,3	—	1,3	3,7	5,1	6,1	1,1	1,0	5,9	—
Accessoires.....	—	0,2	—	—	—	0,8	—	3,2	—	5,9	—	—
	100,2	100,0	100,3	100,0	100,0	99,7	99,9	100,1	100,3	100,0	100,1	100,0

NOTA.

N^{os} 3, 10, 13, 16, 21 : gneiss G₁, type La Preste. — N^{os} 4, 5, 9 : gneiss G₁, type Carança (sommets). — N^{os} 6, 7, 8, 17, 20, 22, 23, 24 : gneiss G₁, type Carança (base). — N^{os} 2, 11, 14, 15, 18, 19 : gneiss G₂ (leptynites dérivant d'aplitites).

engrenés; il peut former des plages aplaties, souvent coalescentes, passant à un fin rubanement (fig. 4, pl. 15). Quelquefois, le feldspath mésostasique forme des petites plages interstitielles entre les grains de quartz disposés en mosaïque (1). D'autres gneiss, à texture micro-lenticulaire renferment des plages souvent anguleuses de feldspath (microcline et albite) dans une matrice presque entièrement formée de quartz granoblastique et de mica, auxquels se mêlent quelques débris feldspathiques (fig. 5, pl. 15). Ces gneiss évoquent d'anciennes arkoses (cf. analyse chimique 116 du tableau 39). Des minéraux accessoires (zircon, apatite, épidote, sphène, tourmaline, rutile, carbonates, minéral) s'y concentrent dans les lits particuliers.

Appartiennent à ce groupe des leptynites à grain fin rubanées dont certains rubans sont remarquables par la présence de plages d'andalousite et de grenat dans une matrice riche en quartz (est du sommet de Roc Coloum par exemple, fig. 6, pl. 15). Il s'agit évidemment de paragneiss typiques dérivant du métamorphisme d'interlits quartziques probablement riches en kaolin dans des arènes ou des arkoses.

Les gneiss fins de texture aplitique.

Ils sont très fréquents dans les gneiss G₂ mais ils existent aussi dans les gneiss G₁ et G₃. Ce sont des roches très feldspathiques, granoblastiques, équi-granulaires ou micro-œillées. Dans ce dernier cas, des plages de feldspaths s'individualisent au sein d'une mésostase homogène surtout feldspathique ou rappelant la mésostase secondaire des gneiss G₂. Beaucoup de ces gneiss renferment des lentilles riches en tourmaline granoblastique, parfois bordée d'une auréole hololeucocrate. La tourmaline y est presque toujours zonée avec un centre vert bleuté et une périphérie brune. Ces lentilles tourmaliniques rappellent tout à fait les taches de tourmaline des granites leucocrates et des aplites. Dans les gneiss G₂, les gneiss leptynitiques à structure aplitique dérivent effectivement d'anciens filons aplitiques injectés dans l'ancien granite du Canigou. Les analyses chimiques 89 et 90 du tableau 37 leur correspondent.

Les analyses modales 11, 14, 15, 18 et 19 du tableau 44 sont celles d'ortholeptynites de gneiss G₂ à composition d'aplitites granitiques ou monzonitiques. Il en est de même de l'analyse 3, qui est celle d'une leptynite des gneiss de La Preste.

Les gneiss fins de texture porphyrique.

Des gneiss leptynitiques de structure granoblastique, très feldspathiques, mais renfermant toujours d'anciens

phénocristaux de petite taille (structure micro-œillée), sont très fréquents parmi les gneiss G₁. Les phénocristaux sont quelquefois du quartz, et plus souvent des feldspaths : plagioclases acides à macles complexes (fig. 1, pl. 16), associations d'albite et de microcline, albite en échiquier, mésoperthites. Il s'agit vraisemblablement d'orthogneiss de composition granitique, monzonitique ou granodioritique (analyses modales 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 13 et 20).

Il faut signaler enfin un type remarquable de gneiss à grain fin : les *gneiss albitiques* que l'on rencontre dans les gneiss G₁; ils sont surtout formés d'un agrégat de quartz et d'albite (An 5 à 8 %) avec un peu de muscovite, de biotite et comme accessoires apatite, épidote, zircon, minéral. On y trouve parfois un peu de microcline sous forme de plages irrégulières à l'intérieur de grandes albites (« albitisation ? »). L'albite est d'ordinaire limpide et maclée polysynthétique. Les analyses modales 16 et 21 du tableau 44 sont celles de leptynites albitiques dans les gneiss de La Preste. L'analyse 16 est comparable à celle d'un « granite albitique » donnée par Tröger (1935).

Enfin, on rencontre également dans les gneiss G₁ des gneiss à silicates calcomagnésiens et des quartzites à silicates calciques qui ont été décrits dans le chapitre IV de la première partie de ce mémoire.

7. Remarques sur la composition chimique des gneiss du Canigou.

Cinquante échantillons de gneiss ont été analysés. Pour les gneiss œillés, compte tenu de l'existence de phénocristaux mesurant en moyenne 3 × 2 × 2 centimètres, on a prélevé des échantillons dont le poids était compris entre 5 et 10 kilogrammes (cf. P. Laffitte, 1957). La totalité de l'échantillon a été broyée et, après quartage, un prélèvement a été analysé. Les autres variétés de gneiss n'ont pas posé de problèmes particuliers, sauf certains gneiss rubanés qui, du fait de leur nature, n'ont pas été analysés.

Les résultats sont donnés dans les tableaux 37 à 42 qui correspondent aux analyses des divers groupes de gneiss G₁, G₂ et G₃. Il convient de remarquer que la division des gneiss en ces groupes a d'abord été faite sur le terrain et non pas à partir des résultats d'analyses chimiques. Ces dernières ont donc d'abord eu pour but de vérifier le bien-fondé de ces distinctions.

Les analyses chimiques sont reportées sur un diagramme afin d'en rendre plus facile les comparaisons. Nous avons utilisé un diagramme triangulaire Si —

(1) Cette disposition est parfois appelée texture réticulée.

$(Na + K + Ca) - (Fe + Mg + Mn)$ dont on verra par la suite que son but est surtout de faire ressortir l'origine « ortho » ou « para » des gneiss.

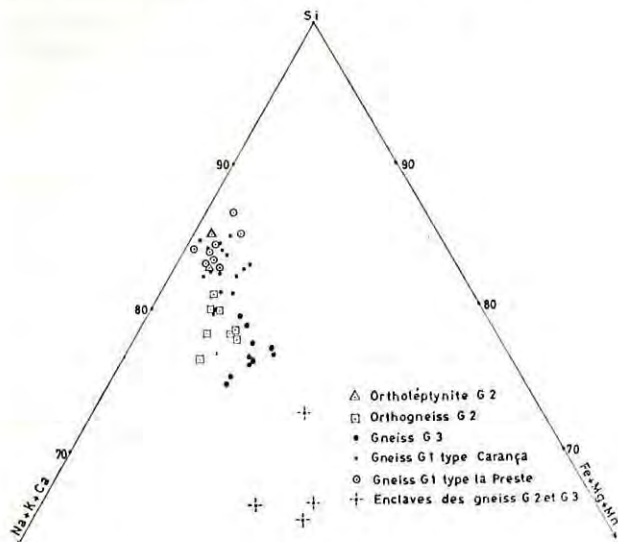


FIG. 83

Composition chimique des gneiss du Canigou reportée sur le diagramme Si — Na + K + Ca — Fe + Mg

La comparaison des tableaux et du diagramme de la figure 83 montre que :

— la division en grands groupes proposée ci-dessus est justifiée d'un *point de vue chimique* pour les groupes G₁, G₂ et G₃. Les analyses correspondantes tombent en effet dans des domaines assez bien distincts sur le diagramme;

— il existe des points qui se chevauchent d'un groupe à l'autre et ces compositions intermédiaires correspondent bien à la notion d'un passage progressif sur le terrain entre certains groupes;

— dans le groupe des gneiss G₁, les points correspondant à la composition chimique des gneiss G₁ du sommet de la formation des gneiss G₂, se superpose à ceux qui correspondent aux gneiss G₁ de la base de cette formation;

— la composition chimique des enclaves sombres des gneiss G₂ et G₃ peut être nettement distincte de celle de l'ensemble des gneiss;

— en général les gneiss ont une composition de roche acide ($SiO_2 > 66\%$), mais des gneiss G₃ possèdent des compositions de roches intermédiaires; les enclaves sombres sont toujours des roches de composition intermédiaire.

Les particularités chimiques propres à chaque groupe de gneiss, et leur signification, seront examinées en détail dans le chapitre suivant.

8. Remarque sur la composition chimique des gneiss œillés du Cadi.

Comme nous le verrons ci-dessous (chap. IX) les gneiss œillés du Cadi, qui affleurent dans la partie profonde du Canigou, en dessous des micaschistes de Balatg (cf. chap. I), ne sont pas autre chose que les gneiss du Canigou et de la Carança répétés tectoniquement. Dans les parties où ces gneiss ne sont pas trop migmatisés et granitisés (ouest de la faille de Marillalles, dans le ravin de Marquirols, cf. chap. I, p. 20), leurs caractères micrographiques sont analogues à ceux des gneiss œillés G₂ du Canigou. Cependant, les gneiss du Cadi ont en général subi une recristallisation de caractère statique, comme c'est le cas de roches au voisinage du domaine granitique qui se traduit en particulier par le développement de muscovite II. Afin de vérifier leur identité de nature avec les gneiss G₂ on a fait analyser deux échantillons de gneiss œillés du Cadi. L'analyse 146 est celle d'un gneiss œillé peu recristallisé, et l'analyse 147 celle d'un gneiss œillé migmatisé à aspect de nébulite. Les compositions des deux roches données dans le tableau 45 sont tout à fait analogues à celles des gneiss G₂ données dans le tableau 37. De plus, il n'y a pratiquement pas de différence de composition chimique entre les gneiss G₂ de la mésozone supérieure (zone de l'andalousite : tableau 37) et des gneiss œillés du Cadi recristallisés dans la mésozone inférieure ou la catazone de bas degré (zone de la sillimanite). Les analyses chimiques 146 et 147 ont été effectuées à partir d'un échantillon de 20 kilogrammes de roche.

TABLEAU 45. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS ŒILLÉS DU CADI

	146	147
SiO ₂	70,30	71,30
Al ₂ O ₃	15,35	14,75
Fe ₂ O ₃	1,60	0,80
FeO.....	2,40	2,45
TiO ₂	0,50	0,45
MnO.....	0,05	0,05
MgO.....	0,35	0,55
CaO.....	1,75	1,50
Na ₂ O.....	2,50	2,90
K ₂ O.....	4,00	4,10
P ₂ O ₅	0,20	0,20
H ₂ O +.....	0,95	1,30
H ₂ O —.....	0,15	—
	100,10	100,35

NOTA.

146 : gneiss œillé, ravin de Marquirols (Sahorre). — 147 : gneiss œillé « granitisé », gorges du Cadi, près Castell.

CHAPITRE VII

Le problème de la nature et de l'origine des gneiss du Canigou

I. INTRODUCTION

La signification des gneiss ocellés du Canigou peut être discutée et comprise à la lumière des données géologiques, pétrographiques et chimiques exposées dans le chapitre précédent. La question très importante de l'interprétation tectonique des gneiss stratiformes peut être considérée comme indépendante, et sera abordée dans le chapitre IX.

Auparavant, il est nécessaire de rappeler les diverses hypothèses envisagées sur la nature et l'origine des gneiss ocellés du Canigou. Nous avons d'abord pensé que ces gneiss résultaient pour l'essentiel de la « feldspathisation » métasomatique de sédiments pélitiques dans une série de type « flysch » (G. Guitard, 1953-1955). En fait, cette hypothèse est insoutenable, comme on le verra ci-dessous. Puis la découverte d'orthogneiss sur le versant sud du Canigou (gneiss de La Preste), ainsi que la considération des conditions de gisement des gneiss stratiformes, nous ont conduit à abandonner l'hypothèse métasomatique au profit de celle d'une origine par recristallisation isochimique soit d'anciens porphyres volcaniques, soit de sédiments à « potentialité feldspathique » (1958 *a* et *b*). Enfin, la nature orthogneissique et l'origine primitivement granitique d'une grande partie des gneiss du Canigou a pu être définitivement prouvée (1963 *b*). Pour comprendre la nature des gneiss du Canigou, la difficulté principale a donc été de dépar-

tager entre les deux termes d'une alternative : métasomatose alcaline à grande échelle d'une série essentiellement pélitique ou recristallisation isochimique d'un ancien socle granitique et de ces produits de remaniements. L'idée de l'origine métasomatique des gneiss du Canigou repose sur une interprétation erronée des données géologiques et pétrographiques.

Il y a d'abord l'idée fautive de la nature porphyroblastique des yeux feldspathiques et de leur croissance au cours du métamorphisme général. Cette opinion, bien que largement enseignée et partagée par de nombreux géologues, est cependant entièrement gratuite dans de nombreux cas et ne s'applique pas aux gneiss du Canigou (cf. ci-dessous). De plus, même s'il était prouvé que les yeux ont effectivement poussé pendant le métamorphisme, il ne s'ensuivrait pas nécessairement que le chimisme initial de la roche ait été modifié. Feldspathisation n'est pas synonyme de métasomatose. L'hypothèse porphyroblastique est surtout fondée sur la considération des relations pétrographiques aux bordures des yeux feldspathiques et des aspects de blastèse qui s'y développent. Mais ces considérations ne sont pas suffisantes, car les mêmes aspects, les mêmes relations entre grand feldspath et mésostase environnante, existent nécessairement dans le cas d'anciens feldspaths recristallisés et régénérés. H. Ramberg (1952)

prend soin de noter que « microscopic studies reveal that the one mineral replaces the other. This point alone, however, does not necessarily show anything but a rearrangement of matter within the limited space of rock bodies » (p. 170). Ce ne sont donc pas les observations au microscope qui permettront de justifier dans ce cas l'hypothèse métasomatique.

Viennent ensuite les observations de terrain sur la lithologie des gneiss stratiformes qui peuvent être mal interprétées :

— à l'échelle de la carte on est frappé par la présence des septa de micaschistes à l'intérieur de la formation des gneiss du Canigou, apparemment concordants avec les gneiss et le reste de la série métamorphique (voir carte au 1/50.000);

— à l'échelle de l'affleurement, on verra qu'il existe d'indiscutables paragneiss dans les gneiss G_1 près de leur contact avec les micaschistes. L'examen des relations entre ces paragneiss de bordure et les micaschistes encaissants a montré, sur quelques affleurements favorables (cf. ci-dessous p. 140), que ces formations sont effectivement concordantes.

On a donc la notion d'un passage concordant des micaschistes aux gneiss, à laquelle s'ajoute celle d'une

alternance de niveaux pélitiques au sein des formations essentiellement gneissiques. Dans l'hypothèse, fautive, où la série métamorphique du Canigou est une série compréhensive et stratigraphiquement continue, hypothèse à laquelle on aboutit en l'absence d'une étude tectonique, on pense à une série essentiellement paragneissique à l'origine, dont une grande partie aurait été homogénéisée par une « métasomatose alcaline » et transformée en gneiss œillés (les yeux étant des « porphyroblastes »), alors que d'autres parties ont résisté et forment les septa pélitiques. Cette interprétation est contredite par les faits et par les raisonnements théoriques comme nous allons le montrer dans les pages qui suivent. Quant à l'allure apparemment stratifiée de la série gneissique, elle est surtout provoquée par l'extrême aplatissement et étirement tectonique de cette formation qui entraîne généralement l'isoclinalisation des plis et l'accordance des surfaces de discontinuité pétrographiques. Il est évident que cette circonstance, associée à la création d'une forte schistosité et à la recristallisation métamorphique poussée, tend à obscurcir ou à effacer la nature primitive de ces roches et de leurs relations originelles. A cette impression, s'ajoute la concordance effective des paragneiss G_1 avec l'enveloppe paléozoïque.

II. CRITIQUE DE L'HYPOTHÈSE MÉTASOMATIQUE DE L'ORIGINE DES GNEISS OÛLLÉS DU CANIGOU

L'hypothèse métasomatique explique la formation des massifs de gneiss œillés par l'existence d'un apport silico-alcalin ou alcalin dans des sédiments pélitiques ou détritiques ordinaires, sous l'action de solutions percolantes ou de diffusions d'ions ou de molécules s'effectuant à l'échelle régionale. Ce serait un cas particulier de migmatisation (M. Roques, 1941) ou de « granitisation » métasomatique d'effectuant dans un régime dynamique (C. Gleditsch, 1950) ou, au contraire, statique (I. T. Rosenquist, 1941-1942). Cette hypothèse, qui jouit d'une grande faveur, repose essentiellement sur deux arguments tirés de l'observation sur le terrain.

— A leur partie supérieure, les formations de gneiss œillés peuvent passer progressivement à des micaschistes, la transition, plus ou moins graduelle, s'effectuant par des gneiss lit par lit, des croissances isolées de porphyroblastes feldspathiques, des lentilles de pegmatites dont certaines peuvent résulter de la coalescence d'yeux feldspathiques. On notera que C. R. Flettke, dès 1914,

a particulièrement mis l'accent sur ce caractère de certains massifs de gneiss œillés. Il écrivait « the apparent gradation of a pegmatitesheet into augen gneiss by a thorough injection of the adjoining schist with pegmatitic material and the final feldspar suggest that the augen gneiss represent sheared zones of schist which have been thoroughly injected and permeated with pegmatitic material consisting largely of potash feldspar together with some plagioclase and quartz ».

Ces arguments sont donnés comme preuve de l'origine métasomatique des gneiss œillés, par beaucoup de géologues de l'école scandinave et française. Pour J. Jung et M. Roques (1952), les gneiss œillés sont généralement une variété de « migmatite homogène » (embréchite œillée) et ces auteurs accordent de l'importance à la présence d'une auréole de « diadysite » (veines et filons aplito-pegmatitiques) au « front » de ces massifs de migmatites œillées. L'interprétation métasomatique des gneiss œillés est très bien exposée par E. Raguin

(1957) qui note cependant la difficulté de distinguer entre gneiss œillés métasomatiques et orthogneiss.

— A leur base, les domaines de gneiss œillés passent progressivement à du granite profond. Ce granite est parfois interprété comme le résultat d'une fusion *in situ* et peut être considéré comme le foyer de l'apport (granite d'anatexie), mais il est souvent lui-même considéré comme métasomatique.

Il existe de nombreux exemples de massifs de gneiss œillés montrant une telle disposition d'ensemble. Pour l'Europe du Sud nous citerons les gneiss œillés de la Montagne Noire selon M. Roques (1944) et R. Schuiling (1960), ceux des Cévennes méridionales (Q. A. Palm, 1957), ceux du massif de Bujanovac en Serbie (M. Dimitrijevic, 1958), ceux du massif du Grand Paradis (R. Michel, 1953), ceux de la Sierra de Guadarama en Espagne (R. C. Heim, 1952).

Le passage en profondeur des gneiss œillés à du granite, a été pour beaucoup de géologues un véritable dogme jusqu'à la découverte de grands massifs stratiformes de gneiss œillés sans aucune connexion avec le granite « fondamental »; c'est le cas des gneiss œillés du Canigou (G. Guitard, 1953) et de beaucoup de gneiss œillés appelés « migmatites stratoïdes » (M. Chenevoy, 1958) dans le Massif Central. Ces découvertes ont rendu plus mystérieux la source et le cheminement des apports (voir J. Jung, 1949; F. Ellenberger, 1959).

Dans le cas particulier des gneiss œillés du Canigou, on ne retrouve *aucun des attributs* propres aux massifs de gneiss œillés considérés par certains auteurs comme d'origine métasomatique. En effet :

— le caractère net et tranché du contact entre les gneiss et les micaschistes, au toit et au mur de la formation des gneiss du Canigou, sans zone de transition pegmatitique ou lit par lit, la disposition concordante de ce contact, n'évoquent absolument pas l'image d'un « front de migmatite », n'évoquent absolument pas l'image d'un « front de migmatite », n'évoquent absolument pas l'image d'un « front de migmatite »; en d'autres termes, la série métamorphique qui le surmonte;

— dans l'hypothèse où un tel « front de migmatite », existerait effectivement, les gneiss sont enveloppés d'une auréole de métamorphisme (voir J. Jung et M. Roques, 1952) parallèle au front des migmatites, isozonale par rapport aux migmatites sous-jacentes et hétérozonales par rapport aux zones de métamorphisme normales de l'enveloppe du massif. Or, dans le Canigou, les isogrades du métamorphisme général de l'enveloppe paléozoïque sont discordants sur la limite gneiss-micaschiste de telle sorte que ces gneiss peuvent venir presque au contact de la zone de la biotite (cf. chap. X, p. 289);

— enfin, les gneiss du Canigou ne passent pas en profondeur à du granite d'anatexie. En effet, le granite profond du Canigou est un granite injecté, entièrement séparé des gneiss œillés du Canigou par l'épaisse zone des micaschistes de Balat, et sa période de mise en place est indépendante de celle des gneiss œillés sus-jacents.

Puisque les gneiss œillés du Canigou s'écartent par leurs caractères géologiques généraux, des gneiss œillés supposés métasomatiques ou interprétés comme le résultat d'une migmatisation, on peut estimer que la métasomatose s'y est bien exercée, mais dans des

circonstances particulières. On peut penser au caractère très sélectif et conservateur de la métasomatose, au rôle possible d'écrans et de barrières localisant et guidant les apports (R. Perrin, 1954), imaginer le cheminement latéral des fluides métasomatiques ou de la diffusion. Ces suppositions, quand elles sont confrontées avec certaines observations de terrain, ne sont pas conciliables avec la théorie de la métasomatose élaborée à la suite des travaux de D. S. Korjinskii et de J. B. Thompson.

L'ordre de grandeur des phénomènes métasomatiques, en l'absence d'une phase magmatique, déduit de cas précis, ayant fait l'objet d'études pétrologiques détaillées, est toujours petit. Ainsi, l'étude des « skarns » développés dans les calcaires et les dolomies au contact de massifs granitiques, ou lors d'une migmatisation régionale, montre que la métasomatose s'est exercée sur des distances atteignant au maximum quelques dizaines de mètres (voir en particulier les études de D. S. Korjinskii, 1955; G. Guitard et P. Lafitte, 1958; M. Fontelles, 1962).

Quel que soit le processus agissant (diffusion ou percolation) la métasomatose est régie par des lois (D. S. Korjinskii, 1948, 1955, 1957) et on sait que les gradients de potentiel mis en jeu sont toujours forts. Dans l'hypothèse d'une feldspathisation par métasomatose silico-alcaline, la diffusion ne peut pas être retenue car elle suppose l'existence de forts gradients de potentiel chimique de la silice et des alcalins. Comme les zones métamorphiques régionales conservent un caractère isozonal sur de grandes distances, les gradients de potentiel chimique mis en jeu sont faibles ($\text{grad } \mu_i = \frac{\partial \mu_i}{\partial x}$)

décroit quand x croît). Il en est de même des gradients thermiques. Quand la diffusion s'est effectivement produite dans la série métamorphique du Canigou comme c'est le cas dans les skarns de réaction (chap. IV), la zone de diffusion se développe sur une très faible épaisseur (quelques centimètres ou décimètres) : or les gradients μ_i étaient forts par suite d'incompatibilités minéralogiques mettant en jeu des réactions de forte affinité chimique, mais les alcalins étaient inertes dans la plupart des cas. D'autre part, on entrevoit difficilement le moteur capable de provoquer la diffusion de la silice et des alcalins dans le cas d'une « feldspathisation » régionale de sédiments péliques. La présence de SiO_2 en excès, sous forme de quartz, dans les micaschistes et les gneiss prouve que μ_{SiO_2} était maximum et constant ($\mu_{\text{SiO}_2} = G$ quartz), dans le système, ce qui traduit l'inertie de SiO_2 . L'impuissance à migrer des alcalins, lors du métamorphisme régional, dans la mésozone de la région, est absolument prouvée car il ne se forme pas de zone métasomatique alcaline de quelque importance au contact des gneiss du Canigou et des micaschistes encaissants riches en silicates d'alumine. Pourtant, la présence de Al_2SiO_5 dans les micaschistes et celle du microcline dans les gneiss crée une incompatibilité minéralogique, et entraîne l'existence d'une différence de potentiel $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ entre les deux milieux adjacents. S'il y avait eu diffusion, il existerait au contact une zone riche en muscovite, ce qui n'est pas.

En somme, la superposition des gneiss du Canigou à des micaschistes est incompatible avec la notion d'une métasomatose alcaline liée à une diffusion des alcalins s'effectuant depuis la profondeur, car l'existence des silicates Al_2SiO_5 dans les micaschistes, prouve que les gradients $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ et $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ étaient très faibles.

Dans la formation des gneiss du Canigou, la composition du plagioclase I n'est ni uniforme ni régulièrement variable : elle dépend de la composition chimique de la roche d'origine. Ainsi, le plagioclase

des orthogneiss G_2 et G_3 est, en général de l'oligoclase alors que celui des gneiss G_1 , et de certaines leptynites intercalées dans les gneiss G_2 , est de l'albite.

La possibilité d'une métasomatose alcaline par percolation des fluides ou de solutions n'est pas davantage acceptable. Le propre des domaines métasomatiques est de présenter une disposition zonée provoquée par les différences de mobilité des constituants chimiques mis en jeu, avec production de zones à tendance mono ou biminérale. En effet, comme conséquence de la règle des phases, le nombre maximum des phases associées dans une roche diminue, si certains de ces constituants deviennent entièrement mobiles. Or, rien de tel ne s'observe dans le cas des gneiss œillés du Canigou. En particulier, comme il faudrait imaginer des apports à cheminement latéral — les micaschistes de Balatg sous-jacents aux gneiss œillés, ne sont pas feldspathisés — on ne comprendrait pas pourquoi une zonation métasomatique entièrement discordante ne se superpose pas à la lithologie normale de la série. On cherche également, en vain, des zones feldspathiques mono ou biminérales qui pourraient témoigner de l'existence d'une métasomatose alcaline au sein des gneiss œillés (1).

On voit que de nombreux arguments prouvent l'absence d'une migration de matière dans les gneiss œillés du Canigou et s'opposent, en particulier, au comportement « entièrement mobile » des alcalins. Toutes les intercalations de nature non gneissique au sein des gneiss, après examen de leurs zones de contact (2), démontrent l'absence de migrations importantes durant le métamorphisme. De même, l'absence de bordures réactionnelles zonées, entre les enclaves de natures diverses et les gneiss G_2 ou G_1 encaissants, ne se comprend bien que si, au moment du métamorphisme, les enclaves et la roche encaissantes se transforment indépendamment comme des systèmes fermés.

— Reste encore un point important : en supposant que la métasomatose se soit effectivement exercée sans changement de volume appréciable — ce caractère est habituellement souligné dans les métasomatoses sélectives et conservatrices (voir E. Raguin, 1958) — où se seraient fixés les ferro-magnésiens chassés des pélites originelles? Étant donné l'existence d'un niveau à peu près continue de marbre au contact des gneiss et de l'enveloppe, on devrait s'attendre, dans cette hypothèse, à voir se former des masses importantes de skarns à

hedenbergite, andradite ou pistacite. Il n'en est rien. On sait aussi que la composition chimique des micaschistes de l'enveloppe et celles des micaschistes de Balatg est analogue (cf. chap. II). *Il n'existe donc pas trace d'un « front basique » ni au toit ni au mur des gneiss œillés.*

En conclusion, *l'interprétation métasomatique des gneiss du Canigou et de la Carança doit être rejetée.* De plus, on doit tenir compte des données accumulées dans les pages suivantes qui prouvent la véritable nature de ces gneiss. Il convient de souligner que le cas des gneiss œillés du Canigou n'est pas une exception mais constitue un cas fréquent

Même dans des cas différents du Canigou, où des massifs de gneiss œillés montrent à la fois un passage vers le haut à des micaschistes feldspathiques et vers le bas à du granite d'« anatexie », l'hypothèse d'une métasomatose n'est pas toujours la plus satisfaisante. La tendance vers une homogénéisation à la fois minéralogique et chimique, particulièrement évidente pour le granite, s'interprète bien mieux dans l'hypothèse magmatique comme la conséquence d'une fusion partielle ou totale, plutôt que comme l'intervention d'un mystérieux apport régional (D. S. Korjinskii, 1950). Une anatexie partielle a pu se produire au détriment d'un ancien bâti renfermant déjà des masses de gneiss œillés de nature orthogneissique, qui étaient en équilibre minéralogique (cf. M. Fontelles, 1962) avec les granites et migmatites anatectiques et n'avaient aucune raison de disparaître totalement, puisque la quantité d'eau dans les orthogneiss est faible. *Bien des zones de gneiss œillés au sein de véritables migmatites ne sont que d'anciens orthogneiss* d'un socle palingénétique, tel que par exemple les gneiss œillés du massif de Mont-Louis (A. Autran, 1964).

Dans ces conditions, une métasomatose potassique peut intervenir par endroits, à la périphérie du domaine anatectique, et suivant la température à laquelle elle s'effectue, il se formera du feldspath potassique ou de la muscovite dans les roches encaissantes. Mais une telle métasomatose est assez limitée dans l'espace; elle n'est que la conséquence de la cristallisation du magma (cf. chap. II, p. 62 : métasomatose potassique liée à l'action des solutions post magmatiques).

On notera que la croissance de porphyroblastes isolés dans les micaschistes, au voisinage des gneiss anatectiques,

(1) Considérons un type défini de gneiss, comme les orthogneiss œillés G_2 , dérivant de granites. Ils sont caractérisés par l'uniformité de la composition des minéraux mais aussi par celle de leur proportion. Une métasomatose de percolation peut expliquer l'uniformité des compositions minéralogiques mais elle ne peut expliquer l'uniformité de la proportion des minéraux, comme l'a déjà noté Korjinskii.

(2) Dans le cas des marbres, une forte pression de CO_2 pourrait inhiber les réactions de décarbonatation. En fait, la dédolomitisation progressive des dolomies siliceuses, qui augmente avec le métamorphisme croissant, prouve que CO_2 peut cependant s'échapper.

est tout à fait compatible avec la théorie magmatique. Le magma granitique est rapidement saturé en eau, il existe donc un équilibre entre le magma et une phase aqueuse qui imprègne les roches au contact. Dans ces conditions, les mêmes cristaux de feldspaths pourront se développer en équilibre dans le granite sous forme de phénocristaux par exemple, et dans la roche encaissante sous forme de porphyroblastes, les deux milieux adjacents étant sensiblement à la même température. Ceci

reste encore vrai si, après la cristallisation du magma granitique, le gneiss et le micaschiste sont à la fois imbibés par le fluide résiduel post-magmatique. (Cristallisation de feldspaths blastiques.) Selon D. B. Stewart et E. H. Roseboom (1962) un liquide enrichi en orthose et albite, qui cristallisera comme feldspath alcalin, peut d'ailleurs prendre naissance à des températures relativement basses.

III. NATURE DES GNEISS CÉILLÉS DU CANIGOU

1. Remarque générale sur l'origine des yeux feldspathiques dans l'ensemble de la formation gneissique.

L'existence d'une schistosité S_1 bien marquée permet d'éclaircir le problème de la nature de ces gneiss, car elle apporte une réponse précise à la question capitale de l'origine des yeux feldspathiques dans cette formation. C'est donc par le biais de la microtectonique que sera abordé ce problème.

On sait que la schistosité S_1 (cf. chap. IX) est essentiellement déterminée par l'orientation préférentielle des micas. La biotite et la muscovite sont en effet couchés dans le plan de schistosité, tantôt sous la forme de lamelles ployées, déformées et réorientées dans les plans S_1 , tantôt sous forme de lamelles planes ayant tendance à former des arcs polygonaux, ces dernières ayant cristallisées en « cicatrisant » les plans S_1 . Après la déformation plastique des gneiss, une recristallisation post-cinématique s'est donc poursuivie dans les surfaces S_1 ; les minéraux qui ont pris naissance dans ces conditions étaient en équilibre avec ceux des formations métamorphiques non gneissiques. La schistosité (cf. chap. IX) a pris naissance au tout début du métamorphisme régional et il est absolument certain que les gneiss œillés du Canigou sont des roches qui ont subi la recristallisation métamorphique au même titre que les micaschistes ou les amphibolites. La schistosité S_1 date un épisode bien défini de l'histoire des gneiss, par rapport auquel on peut tenter de définir des événements antérieurs et postérieurs.

Si on étudie le comportement des yeux feldspathiques par rapport à la schistosité S_1 on aboutit à la conclusion que ces derniers ne représentent pas les porphyroblastes métamorphiques mais sont des *phénocristaux* — ou des porphyroclastes — *antérieurs au développement de la schistosité S_1* . Les relations géométriques entre les yeux feldspathiques et la schistosité sont particulière-

ment significatives. Elles s'observent le mieux dans les gneiss rubanés du groupe G_1 (cf. p. 140).

Ces gneiss montrent des alternances formées de rubans chargés d'yeux feldspathiques et de rubans dépourvus de grands feldspaths (fig. 1 et 2, pl. 5). A ces parties franchement gneissiques, s'ajoutent des rubans à lithologie non gneissique par exemple des micaschistes. *La schistosité S_1 est généralement oblique sur le rubanement qui représente l'ancienne stratification (S)*. On observe alors que :

— en général, les yeux feldspathiques, bien que localisés dans les rubans sont couchés et allongés suivant les plans S_1 ;

— parfois, dans certains rubans, cette orientation s'atténue au fur et à mesure que l'on se rapproche du centre moins schisteux du ruban, où les yeux occupent des positions intermédiaires entre S et S_1 , ou montrent une disposition quelconque;

— les yeux ont souvent une allure sigmoïde.

Tout ceci indique donc une réorientation synschisteuse des yeux feldspathiques provoquée par l'aplatissement et l'étirement consécutif lors du paroxysme orogénique (cf. chap. IX); ces derniers avaient à l'origine une orientation quelconque ou pouvaient être orientés suivant S. Ils sont maintenant orientés dans S_1 (cf. fig. 100).

D'un autre point de vue, quel que soit le type de gneiss considéré, les yeux feldspathiques *n'englobent jamais les feuillets schisteux* et ne présentent jamais d'accumulation de lamelles micacées à leur périphérie. Il faut se garder de confondre avec des inclusions les lamelles micacées qui soulignent les surfaces de microcisaillement à l'intérieur des yeux. Ce comportement des yeux feldspathiques serait réellement surprenant dans l'hypothèse d'une croissance porphyroblastique. On connaît, en effet, des albites et des micro-

clines porphyroblastiques à inclusions hélicitiques dans de nombreuses séries gneissiques (voir en particulier F. Ellenberger, 1959; C. Exner, 1951). On sait aussi que les porphyroblastes de silicates alumineux des micaschistes encaissant les gneiss œillés du Canigou, englobent souvent la schistosité au cours de leur croissance (1).

Ces faits d'ordre microtectonique montrent donc l'antériorité des yeux feldspathiques par rapport à la schistosité régionale S_1 et à la phase principale du métamorphisme général. Dans ces conditions, les yeux feldspathiques représentent soit d'anciens phénocristaux détritiques dans des grauwackes ou des arkoses métamorphiques soit d'anciens phénocristaux dans des orthogneiss (structure blastoporphyrrique de F. Becke) dérivant de porphyres ou de granites porphyroïdes.

2. Nature orthogneissique des gneiss G_2 , leur origine à partir d'anciens granites à structure rapakiwi. Nature orthogneissique et paragneissique des gneiss G_3 .

Les gneiss G_2 constituent la majorité des gneiss du Canigou; les limites qui les séparent des autres groupes gneissiques étant généralement progressives on peut donc penser que la nature des gneiss G_2 étant établie, il y a de fortes chances pour que celle des autres gneiss n'en diffère pas essentiellement. C'est en particulier le cas des gneiss G_3 , qui offrent avec les gneiss G_2 de grandes analogies micrographiques.

De nombreuses données pétrographiques et chimiques prouvent que les gneiss G_2 et la majeure partie des gneiss G_3 sont indiscutablement des orthogneiss dérivant du métamorphisme d'anciens granites porphyroïdes orthosiques. Les critères qui permettent d'établir un telle origine sont les suivants :

a. LES DONNÉES PÉTROGRAPHIQUES sont les plus importantes. La description micrographique détaillée des gneiss œillés donnée dans le chapitre précédent, confrontée aux descriptions détaillées de massifs de granite porphyroïde (par exemple L. J. Schermerhorn, 1956) montre une analogie extrêmement poussée, jusque dans le détail, avec la pétrographie de ces granites.

Les caractères des yeux feldspathiques sont identiques à ceux des phénocristaux de nombreux granites post-tectoniques. En effet :

— les grands feldspaths potassiques I sont souvent chemisés par de l'oligoclase réalisant ainsi des structures rapakiwi typiques. Ces structures sont caractéristiques des massifs granitiques et de

leurs contacts et sont le mieux interprétées dans l'hypothèse magmatiste (D. B. Stewart, 1959). Elles sont connues dans les orthogneiss (voir par exemple R. I. Harker, 1962; G. Guitard, 1963) dérivant du métamorphisme de roches granitiques. Les feldspaths I renferment de plus des inclusions d'oligoclase et de biotite disposées en zones, structures qui, d'après G. Frasl (1954), sont typiquement magmatiques. Ces structures sont d'ailleurs très fréquentes dans les phénocristaux des massifs granitiques hercyniens de la région;

— la micropertithe est généralement maclée Carlsbad et parfois Ala. Certains cristaux sont aplatis suivant (010). Selon les patientes recherches de A. Kolher et ses collaborateurs (1949), ces caractères sont typiques des feldspaths formés dans les magmas ou à leur voisinage;

— la phase potassique des micropertithes est caractérisée par un indice de triclinalisme variable et l'on rencontre, à la fois, l'orthose et le microcline « maximum », ce dernier prédominant, avec des microclines intermédiaires. L'orthose et le microcline peuvent être associés dans une même plage. Le triclinalisme très variable du feldspath potassique et surtout la présence de microclines avec des valeurs « intermédiaires » de Δ ($20 < \Delta < 70$), caractérisent, semble-t-il, les gneiss œillés dans le faciès des amphibolites (R. I. Harker, 1954; G. Guitard, E. Raguin et G. Sabatier, 1960; S. B. Smithson, 1962). Ceci s'interprète bien si l'on admet l'existence d'un renforcement orthoses de haute température riches en soude et leur transformation ultérieure en microcline. Selon W. S. Mackenzie (1954) l'inversion orthose \rightarrow microcline est liée à la facilité d'exsolution de la soude. D'autre part, cette inversion est aussi facilitée par la température car la différence d'énergie libre est très faible entre les deux polymorphes $KAlSi_3O_8$. L'exsolution plus ou moins poussée de l'albite dans les micropertithes explique la présence de microclines intermédiaires dans les gneiss œillés. De plus, si la température n'était pas assez forte lors du métamorphisme, l'inversion peut être plus ou moins difficile et de l'orthose persiste à côté du microcline. C'est le cas dans la mésozone du Canigou, où l'orthose des gneiss œillés associée à du microcline de triclinalisme variable, est un feldspath relique. On connaît l'importance accordée aux déformations tectoniques dans la transformation orthose non perthitique \rightarrow microcline micropertithique, par les pétrographes autrichiens qui ont étudié les orthogneiss des Tauern (cf. Ch. Exner, 1949). En fait, si les déformations et le métamorphisme ont favorisé cette inversion, il ne faut pas perdre de vue qu'elle est déjà réalisée dans de nombreux massifs de granites orthosiques post-tectoniques (voir G. Guitard, E. Raguin et G. Sabatier, 1960), spécialement les granites rapakiwi de Scandinavie (V. Marmo, 1960), qui ne sont pas spécialement déformés;

— les micropertithes, dont la proportion l'emporte de beaucoup sur celle des feldspaths sans perthite, sont caractérisées par une proportion d'albite apparemment variable. Or, la teneur en orthose des feldspaths potassiques des granites rapakiwi est elle-même assez variable. Ainsi, selon les données rassemblées par D. B. Stewart (1959), Or % varie de 56 à 73 pour le granite rapakiwi du Maine (U.S.A.), dont la composition chimique est analogue à celle de l'analyse moyenne des gneiss G_2 ($SiO_2 = 68,8$, cf. p. 197); la variation est de 47 à 72 % pour les rapakiwi de Finlande. On conçoit donc que le contenu perthitique de tels feldspaths soit après exsolution assez variable;

— quant à la présence éventuelle d'albite en échiquier, formée au détriment du feldspath potassique I, elle traduit l'existence d'actions deutériques dans le granite originel, comme on en discutera à propos des groupes plus acides de gneiss, où ces structures sont plus fréquentes.

(1) Dans le massif de l'Albère, la catazone régionale débute avec l'isograde sillimanite-feldspath potassique, comme résultat de la réaction muscovite + quartz = sillimanite + orthose + eau dans les gneiss de composition péltique. L'orthose se présente comme des porphyroblastes absolument comparables aux porphyroblastes d'andalousite. Ce feldspath englobe les surfaces matérialisées par des alignements d'inclusions de micas ou de minéraux opaques.

Les plagioclases I, présentent un certain nombre de caractères qui ne sont pas ceux des plagioclases de roches métamorphiques ordinaires de la mésozone. Ils sont maclés suivant l'association complexe Albite-Carlsbad. Les lamelles polysynthétiques sont souvent fines et très nombreuses. Suivant A. Kolher et F. Raaz (1947) le développement de ces lamelles est un effet secondaire survenant sur un plagioclase de haute température. Dans les gneiss les plus basiques, les plagioclases I sont zonés. On trouve aussi dans ces gneiss des noyaux résorbés de plagioclase basique au sein des plagioclases zonés (cf. fig. 2, pl. 11). La présence de zones de corrosion et de résorption dans des plagioclases zonés est fréquente dans les granites et leur existence est bien interprétable dans la théorie magmatiste (D. B. Stewart et E. H. Roseboom, 1962). La zonation est généralement du type normal, contrairement à celle du plagioclase des micaschistes (cf. p. 45).

La composition des biotites est également très significative de la nature orthogneissique des gneiss G₂ et G₃ (G. Guitard, 1963). On peut penser que la composition chimique de ces biotites a de grandes chances d'être voisine de celle des biotites des granites dont dérivent les gneiss, si les gneiss se sont effectivement formés par la recristallisation isochimique d'anciens granites. Dans ces conditions, la composition chimique des biotites des gneiss sera assez différente de celle des biotites des micaschistes mésozonaux qui encadrent au sommet et à la base la formation des gneiss ocellés du Canigou, car les biotites des micaschistes proviennent de la recristallisation de sédiments pélitiques de composition chimique bien différente de celle des granites. D'autre part, on remarquera que si les gneiss G₂ et G₃ dériveraient du métamorphisme de grauwackes ou d'autres sédiments à « potentialité feldspathique », le ciment pélitique de ces sédiments engendrerait en recristallisant des biotites de même nature que celle des micaschistes, puisque la recristallisation est isochimique.

Pour vérifier cette hypothèse nous avons d'abord comparé la composition de biotites de micaschistes mésozonaux à celle des biotites de granites et de granodiorites à biotite fournies par la littérature. On trouve que les biotites des micaschistes, pour un degré de métamorphisme comparable à celui des micaschistes encaissant les gneiss du Canigou (zone de la biotite, de l'andalousite ou du disthène à l'exclusion de la zone de la sillimanite) se distinguent souvent de celles des granites et granodiorites à biotite par leur teneur en alumine et en titane. C'est ce que montre la figure 84 établie :

— pour les biotites de micaschistes mésozonaux à l'aide des analyses publiées par N. J. Snelling (1957),

A. Miyashiro (1958), B. E. Leake (1958), R. J. Lambert (1959), Chinner (1960), Y. Oki (1961).

— pour les biotites de granites et de granodiorites à biotite à l'aide des données de S. R. Nockolds (1947), D. M. Foster (1960), et W. A. Deer, R. A. Howie et J. Zussmann (1962). Les valeurs de Al⁺³, et Ti⁺⁴ sont celles des formules structurales des biotites établies comme il est indiqué page 170. On remarquera sur la figure 84, que, si le champ des biotites granitiques peut déborder sur celui des biotites de micaschistes, le plus grand nombre de points représentatifs des biotites granitiques s'en séparent nettement.

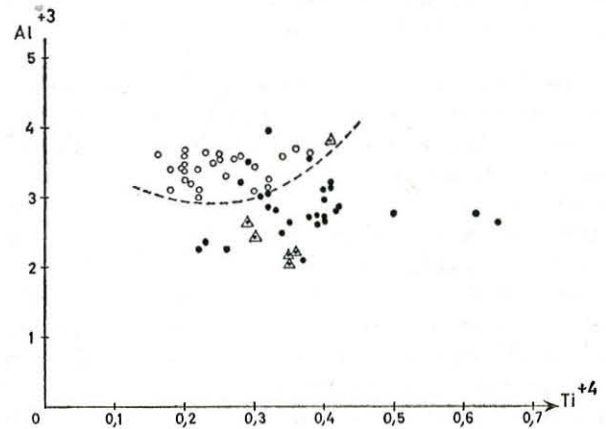


FIG. 84

Comparaison de la composition chimique des biotites de granites à biotite et des biotites des micaschistes mésozonaux (d'après Guitard 1963).

Les points indiquent les biotites de granite, les cercles les biotites de micaschistes, les triangles correspondent aux biotites des gneiss ocellés du Canigou.

La composition chimique des biotites métamorphiques dépend de la composition des roches dans lesquelles elles se sont formées et des conditions physiques qui régnaient dans le milieu. Quand on compare des biotites de granites ou d'orthogneiss qui en dérivent, à des biotites de micaschistes mésozonaux, ces deux facteurs interviennent pour expliquer les différences de composition chimique. Comme le montre la figure 85 dans le cas des roches du Canigou, ces différences portent en fait, sur les teneurs en Al₂O₃, TiO₂ et Fe₂O₃.

Le potentiel chimique de Al₂O₃, μAl₂O₃, est plus fort dans les micaschistes renfermant des silicates d'alumine (Al₂SiO₅), que dans les granites à biotite ou les orthogneiss qui en dérivent. Dans ces conditions, les biotites des micaschistes sont les plus alumineuses. De même, les micaschistes constituent probablement un milieu plus réducteur que les granites, car la présence fréquente de graphite « tamponne » le milieu rela.

tivement au potentiel chimique de l'oxygène (μ_{O_2}) qui reste faible (A. Miyashiro, 1964). Les biotites des micaschistes sont alors moins riches en Fe_2O_3 que celles des granites ou des orthogneiss qui en dérivent. Enfin, dans les micaschistes il existe de l'ilménite, associée ou non à de la magnétite, alors que l'ilménite n'existe pas dans les granites ou les orthogneiss. Ceci peut influencer la teneur en TiO_2 des biotites. De plus la température de formation des biotites des granites est certainement plus élevée que celle des biotites de micaschistes mésozonaux; une température élevée accroît la teneur en titane de la biotite. Ainsi les biotites des granites en général sont plus titanifères que les biotites des micaschistes mésozonaux (fig. 84). Il en est de même de la teneur en TiO_2 des biotites du Canigou (fig. 85).

Cependant, l'influence de la température ne joue pas si l'on compare la composition chimique des biotites de micaschistes mésozonaux, à celle de biotites d'orthogneiss granitiques appartenant au même faciès minéralogique que les micaschistes. En effet, la biotite de l'orthogneiss a recristallisé à la même température que celle des micaschistes, et, si l'équilibre est atteint dans les deux milieux, les différences de composition des biotites reflètent essentiellement des différences de composition chimique entre les roches. La comparaison de la composition chimique des biotites des gneiss G_2 et G_3 avec celle de biotites des micaschistes isofaciaux encaissants montre que ces différences portent sur les teneurs en Al_2O_3 , TiO_2 et Fe_2O_3 (fig. 85).

La teneur en Al_2O_3 est généralement plus faible dans les biotites des gneiss que dans celles des micaschistes. Quelques biotites des gneiss sont cependant très alumineuses (cf. analyses 51 et 53 du tableau 34). Mais les teneurs en TiO_2 des biotites des gneiss sont toujours plus élevées que celles des biotites de micaschistes, de même les teneurs en Fe_2O_3 y sont généralement élevées. Les analyses de biotites données dans le tableau 34 sont celles de biotites qui appartiennent à des gneiss dont la composition chimique tombe dans le domaine des orthogneiss de la figure 87 (cf. ci-dessous), sauf l'analyse n° 51 qui est celle d'une biotite de gneiss G_3 dont la composition chimique tombe dans le domaine des paragneiss de la figure 87 (analyse n° 93 du tableau 41). *D'une manière générale il est satisfaisant de constater que les biotites des orthogneiss ont une composition de biotites granitiques.* Les différences dans les teneurs en Al_2O_3 , entre les biotites des gneiss et celles des micaschistes, s'interprètent bien par les différences de composition chimique entre les orthogneiss et les micaschistes à silicates d'alumine, ces derniers caractérisés par une forte valeur de $\mu_{Al_2O_3}$. Mais, si les orthogneiss dérivent du métamorphisme de granites peralumineux, par exemple de granites à muscovite, $\mu_{Al_2O_3}$ y est à une valeur beaucoup plus forte que dans les orthogneiss dérivant de granites ordinaires, et leurs biotites seront de ce fait plus alumineuses (voir S. R. Nockolds, 1947) : c'est ce qui explique en particulier le caractère très alumineux de la biotite n° 53, qui est celle d'un orthogneiss à biotite et muscovite. Il en est de même de l'analyse 51 (cf. ci-dessous).

La teneur en TiO_2 doit être plus forte dans les biotites des orthogneiss à biotite, que dans les biotites de micaschistes car, à température égale, la possibilité de remplacement de $[Al]^6$ par Ti dépend de la valeur de $\mu_{Al_2O_3}$ et de $\mu_{Fe_2O_3}$ dans le système. C'est ce que

l'on observe effectivement pour les biotites peu alumineuses et assez riches en Fe_2O_3 des orthogneiss à biotite (cf. tableau 34). Par contre les biotites des orthogneiss à muscovite, plus riches en Al_2O_3 , devraient renfermer moins de TiO_2 que les biotites des orthogneiss précédents, pour des teneurs comparables en Fe_2O_3 . Ce n'est pas le cas pour l'analyse n° 53, à la fois riche en Al_2O_3 et TiO_2 . Cependant, on ignore sa teneur en Fe_2O_3 . Or, pour l'analyse de la biotite 51, également riche en Al_2O_3 et TiO_2 , la teneur en Fe_2O_3 est très faible. Cette explication pourrait aussi jouer pour l'analyse 53. Les différences de composition entre les biotites d'orthogneiss et de micaschistes, appartenant à la zone de l'andalousite, se retrouvent également pour des biotites de la zone de la sillimanite + muscovite. On comparera la composition de la biotite d'un orthogneiss œillé du Cadi (analyse 53 A du tableau 34), à celles des biotites isozonales du tableau 5.

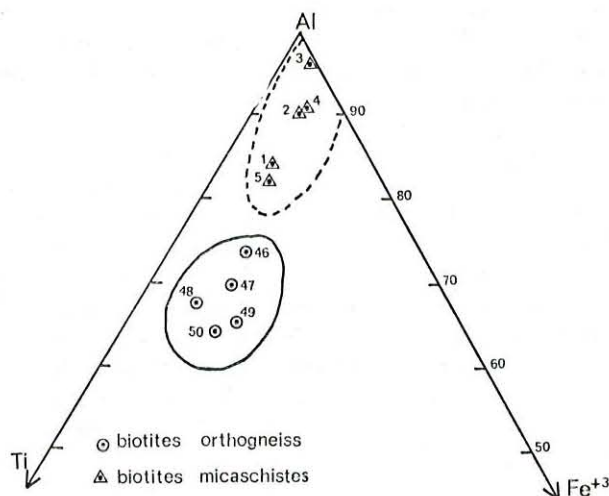


FIG. 85

Compositions chimiques comparées des biotites des orthogneiss œillés et des micaschistes du Canigou

Les compositions sont reportées sur le diagramme Al-Ti- Fe^{3+} . Les triangles indiquent les compositions de biotites de micaschistes, les cercles des biotites de gneiss. Les numéros renvoient aux analyses correspondantes. Les domaines de composition, distincts, sont délimités.

La teneur en TiO_2 des biotites des granites dont dérivent les orthogneiss G_2 et G_3 était à l'origine probablement plus élevée que celle des biotites d'orthogneiss. Ces biotites renferment souvent de fines inclusions de sphène qui témoignent d'une exsolution de TiO_2 et d'un réajustement chimique aux conditions mésozonales. Dans l'ensemble les teneurs en TiO_2 des biotites des gneiss correspondent à celles de températures mésozonales pour des compositions de roches déterminées. D'ailleurs, la teneur en TiO_2 mesurée ponctuellement à l'aide du microanalyseur est du même ordre de grandeur que celle dosée chimiquement sur des biotites séparées

et broyées. Pour de telles températures, l'équilibre chimique était atteint comme en témoignent la recristallisation post-cinématique des lamelles de biotite, et la présence fréquente de grains de sphène. Finalement la teneur en TiO_2 des biotites isofaciales dépend étroitement de la composition chimique du milieu et de la nature des associations minéralogiques.

On voit donc que dans l'ensemble les gneiss G_2 et G_3 à composition chimique d'orthogneiss renferment des biotites de composition « granitique ». La composition de la biotite n° 51 provenant d'un gneiss G_3 à composition chimique de paragneiss peut être expliquée. Les gneiss G_3 représentent probablement un faciès contaminé du granite porphyroïde originel représenté par les gneiss G_2 comme en témoigne, en particulier, leur richesse en enclaves et leur composition chimique plus basique et plus alumineuse (cf. ci-dessous). Il est vraisemblable que certains niveaux de gneiss G_3 représentent des paragneiss incomplètement assimilés. Il est donc naturel d'y rencontrer des biotites alumineuses mais riches en TiO_2 .

Il faut remarquer que si la composition des biotites des gneiss G_2 et d'une partie des gneiss G_3 fournit un critère très valable pour établir la nature orthogneissique et l'origine granitique de ces gneiss, ceci est dû à l'existence de conditions particulièrement favorables qui sont :

— le degré moyen de la recristallisation métamorphique dans cette partie du Canigou.

— la composition chimique adéquate des granites dont dérivent les orthogneiss.

En effet, pour un degré de métamorphisme plus élevé (faciès amphibolite de haut degré - début du faciès granulite), il pourra se produire des gneiss anatectiques par fusion partielle de roches originellement diverses et la composition chimique de leur biotite pourra être uniformément proche de celle des biotites des granites. D'un autre côté, pour des orthogneiss à muscovite de la mésozone, la composition des biotites pourra être alumineuse (Voir S. R. Nockolds, 1947) et se rapprocher de la composition des biotites de micaschistes. C'est pourquoi nous avons utilisé les biotites d'orthogneiss sans muscovite primaire.

La description micrographique détaillée précédente (chap. VI) montre que les gneiss G_2 et une partie des gneiss G_3 renferment des textures propres aux roches granitiques, et en particulier aux granites porphyroïdes. On pourra utilement comparer cette description à celle des granites porphyroïdes par L. J. Schermerhorn (1956 et 1957), et à la description détaillée d'orthogneiss granitiques par Ch. Exner (1949). Dans le cas des gneiss G_2 il est facile de restituer la structure du granite avant la déformation et le métamorphisme, comme on l'a vu en décrivant la micrographie d'ensemble de ces roches (p. 175). Enfin, la présence d'enclaves mésocrates reliques dans les gneiss G_2 et G_3 ne s'explique bien que si ces gneiss représentent d'anciennes roches granitiques.

b. LES DONNÉES CHIMIQUES.

Elles ne sont pas moins importantes que les données pétrographiques, et conduisent à une interprétation cohérente des gneiss G_2 et G_3 .

TABLEAU 46

COMPOSITION MOYENNE DES ORTHOGNEISS G_2

	a	b	c	d
SiO_2	68,45	68,65	68,80	68,75
Al_2O_3	15,60	15,80	14,90	13,60
Fe_2O_3	0,65	0,65	1,30	0,95
FeO	2,50	2,05	2,35	4,25
TiO_2	0,55	0,40	0,50	0,75
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO	0,80	1,00	0,90	0,35
CaO	2,15	2,65	2,35	2,40
Na_2O	3,40	3,65	3,65	3,10
K_2O	4,20	4,05	4,25	5,00
P_2O_5	0,15	0,15	0,20	0,10
$H_2O +$	1,55	0,95	0,60	0,45
$H_2O -$	—	—	—	—
	100,05	100,05	99,95	99,75

NOTA :

a : orthogneiss G_2 : moyenne de 6 analyses ($66,40 < SiO_2 < 70,45$). — **b** : moyenne de 17 analyses de granite hercynien des Pyrénées orientales pour le même intervalle d'acidité ($66,00 < SiO_2 < 71,00$). — **c** : vieux granite rapakiwi. Mountainville (Maine), d'après D. B. Stewart (1959). — **d** : moyenne de 8 analyses de granite rapakiwi de Finlande ($67,07 < SiO_2 < 70,67$) in Th. G. Sahama (1945).

Il faut, avant tout, remarquer que la composition chimique des gneiss G_2 et d'une partie des gneiss G_3 tombe entièrement dans le domaine de composition des roches granitiques, granodioritiques et quartz dioritiques. Les analyses correspondantes des gneiss sont données dans les tableaux 37 et 41. Sur le diagramme $Si - (Na + K + Ca) - (Fe + Mg + Mn)$ de la figure 86b on a pointé la composition de 40 analyses inédites de granites, granodiorites et quartz diorite appartenant à la série des granitoïdes hercyniens des Pyrénées orientales. La position de tous ces points délimite le domaine des compositions des granitoïdes synorogéniques normaux et contaminés. Par analogie, des orthogneiss dérivant du métamorphisme isochimique de granites à chimisme comparable, auront une composition qui tombera dans le même domaine. Le domaine des orthogneiss d'origine granitique est donc situé à gauche de la ligne en

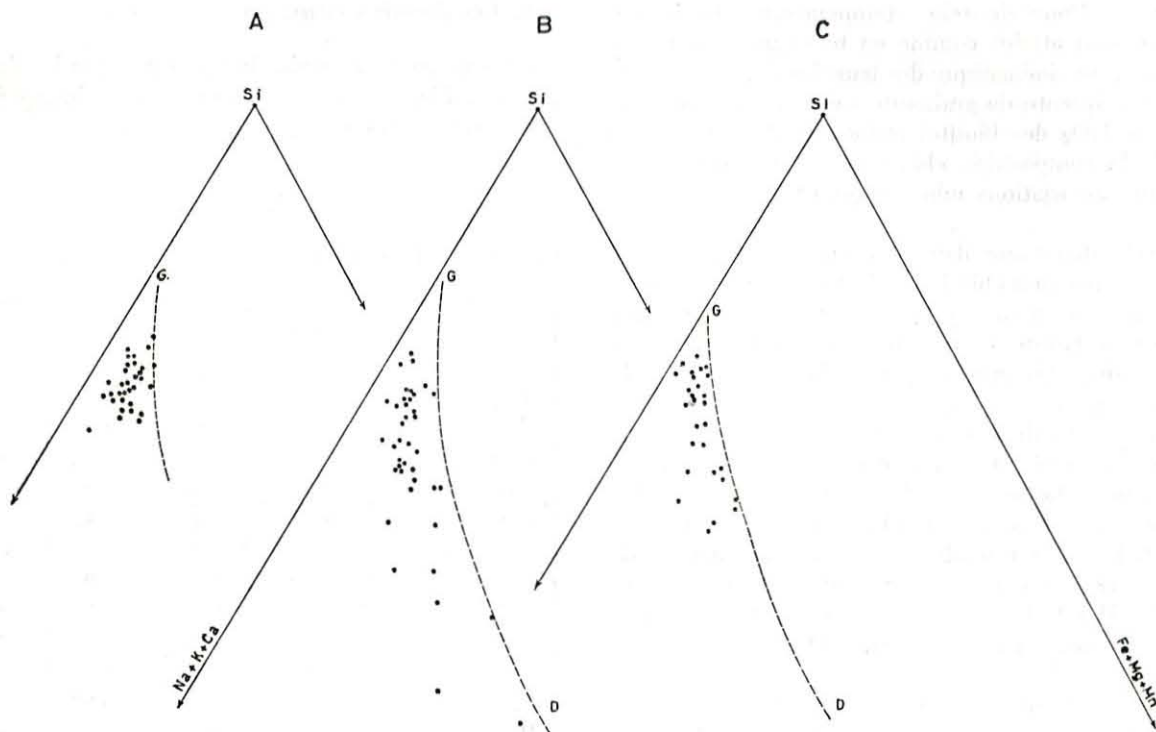


FIG. 86

Compositions chimiques des granitoïdes des chaînes plissées reportées sur le diagramme $Si - Na + K + Ca - Fe + Mg$

A. 32 granites acides et microgranites : analyses inédites de granitoïdes hercyniens des Pyrénées-Orientales, complétées par des analyses tirées de la littérature; **B.** 40 analyses de granitoïdes hercyniens des Pyrénées-Orientales (analyses en partie non publiées); **C.** 27 analyses de granitoïdes synorogéniques du Japon. Ces diagrammes permettent de délimiter le domaine des orthogneiss dérivant de granitoïdes, qui est situé à gauche de la ligne G-D.

pointillé G-D (granite-diorite) sur la figure 86 B, à droite de cette ligne est délimité un domaine dans lequel tombent les compositions chimiques des paragneiss (1). Sur la figure 87 tous les points figuratifs des gneiss G_2 tombent dans le domaine des orthogneiss à composition granite-granodioritique. Celle des gneiss G_3 se place en général en dessous des précédents, mais les points figuratifs tombent à cheval sur la ligne séparant le domaine des orthogneiss de celui des paragneiss. Quelques points tombent dans le domaine des orthogneiss (91, 94), les autres ont une position ambiguë ou tombent franchement dans le domaine des paragneiss.

Il n'est pas douteux que les orthogneiss G_2 , formant la masse principale, homogène, des gneiss ocellés du Canigou, représentent à l'origine un granite issu de la cristallisation d'un magma calco-alkalin banal. C'est

ce que montre la comparaison de l'analyse moyenne des 6 analyses de gneiss G_2 du tableau 46, dont la teneur en SiO_2 varie entre 66 et 71 %, avec, d'une part, la composition d'un granite « rapakiwi » décrit par D. B. Stewart (1959) et, d'autre part, la composition moyenne des granites hercyniens de la région, pour le même intervalle d'acidité que les analyses de gneiss G_2 . Toutes ces analyses, réunies dans le tableau 46, montrent une très grande analogie.

Nous avons ajouté à titre de comparaison, une analyse moyenne du granite rapakiwi de Finlande correspondant au même intervalle d'acidité que les orthogneiss rapakiwi du Canigou et que le granite rapakiwi du Maine. Cette analyse montre que le granite rapakiwi de Finlande, plus riche en fer et en potasse, représente probablement un magma plus différencié.

(1) Cependant, le domaine des arkoses peut s'étendre à droite de la ligne G-D (cf. ci-dessous), de même que celui des rhyolites peut déborder vers la gauche.

L'analogie entre la composition chimique moyenne des orthogneiss G_2 et des granites hercyniens des Pyrénées orientales, mérite d'être soulignée, car les orthogneiss G_2 représentent, comme on le verra, les anciens granites précambriens de cette région. Cette convergence fournit un argument important en faveur de l'origine magmatique de ces granites précambriens et hercyniens.

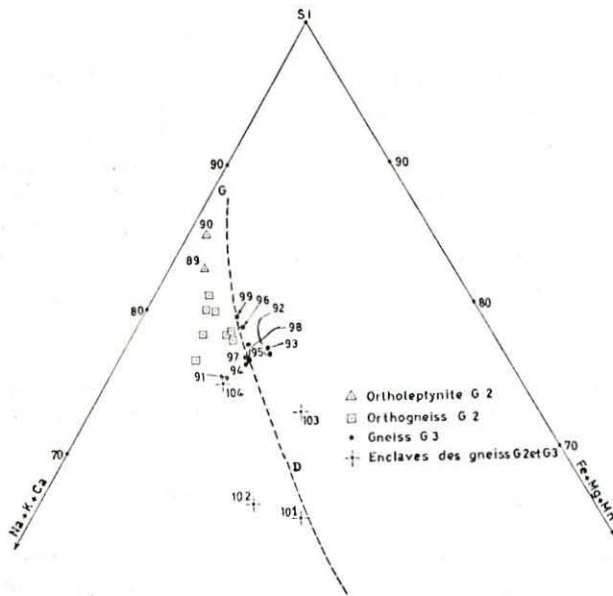


FIG. 87

Compositions chimiques des orthogneiss G_2 , des ortholeptynites qu'ils renferment, et des gneiss G_3 , reportées sur le diagramme $Si - Na + K + Ca - Fe + Mg$.

La composition chimique des gneiss G_3 tombe à cheval sur la ligne qui sépare le domaine des orthogneiss granitiques de celui des paragneiss sur le diagramme de la figure 87; l'interprétation génétique des gneiss G_3 est plus difficile que celle des gneiss G_2 .

Les gneiss G_3 peuvent former des enclaves dans les gneiss G_2 . Par exemple, la composition chimique d'un orthogneiss G_3 (analyse 91 du tableau 41) est très voisine de celle d'une enclave de gneiss G_2 dans les gneiss G_2 (analyse 104 du tableau 42). La composition chimique des orthogneiss G_3 (analyses 91, 94 et 97? du tableau 41) tombe généralement entre la composition des orthogneiss G_2 et celle des enclaves mésocrates de ces gneiss, sur le diagramme de la figure 87. Si l'enclave 104 a pratiquement la même composition chimique que celle de l'orthogneiss G_3 n° 91, l'enclave 103 tombe au contraire dans le domaine des paragneiss. Les orthogneiss G_3 renferment eux-mêmes une assez grande quantité d'enclaves mésocrates très biotitiques. On peut donc supposer que les orthogneiss G_3 représentent un faciès de contamination, plus ou moins évolué, du magma granitique par des sédiments probablement pélitiques. Ainsi, certains gneiss G_3 dont la composition chimique tombe dans le domaine des paragneiss peuvent représenter des résidus incomplètement assimilés et ils se rapprochent alors de certaines enclaves

mésocrates. C'est le cas du gneiss n° 93. G. H. Anderson (1937) a décrit des produits d'assimilation d'argilites, plus ou moins évolués, au contact du « Pellissier granite »; la composition chimique de ce granite est très voisine de celle des orthogneiss G_2 . Une de ces roches possède une composition chimique assez proche de celle de l'orthogneiss G_3 n° 91.

L'assimilation de sédiments pélitiques par un magma de composition granitique conduit à des roches dont la composition chimique est intermédiaire entre celle du granite et celle des micaschistes. Ces roches renferment des proportions variables de minéraux vis-à-vis desquels le magma est saturé (N. L. Bowen, 1956), ce qui conduit en particulier à l'enrichissement du granite en biotite et en plagioclase. Les enclaves et les « résisters » de nature pélitique dans le granite, ainsi que les zones de contamination du granite, peuvent être caractérisées par des valeurs particulières du rapport Si/Al , ces constituants étant réputés inertes dans ces conditions; ces valeurs pourront varier entre certaines limites fixées par la nature même des matériaux assimilés. Ainsi les produits de réaction entre le « Pellissier granite » et les « argilites » du contact sont caractérisés par des valeurs du rapport Si/Al variant entre 2,2 et 2,7. J. Didier (1960) donne l'analyse d'une enclave « microgrenue » dans le granite du Sidobre, ainsi que l'analyse des cornéennes pélitiques au contact du granite. Dans la cornéenne, et dans l'enclave « microgrenue », la valeur du rapport Si/Al est identique et égale à 3,0. Dans le cas des gneiss G_3 et de leurs enclaves mésocrates, on trouve les valeurs suivantes du rapport Si/Al : 2,9 pour l'orthogneiss 91, 2,2 pour l'enclave 101, 2,5 pour l'enclave 102. Dans l'enclave 104 d'un orthogneiss G_2 , $Si/Al = 3,2$.

D'autres paragneiss G_3 ont une origine probablement bien différente de celle proposée ci-dessus. Ainsi, les gneiss G_3 , au contact des micaschistes de Balatg sont toujours des paragneiss qui dérivent de roches résultant du remaniement des anciens granites G_3 et de leurs produits d'assimilation. Ces paragneiss renferment, en effet, des bancs ou des interlits de gneiss à silicates calciques et de para-amphibolites. Les analyses 99 et 92 sont celles de tels paragneiss : elles montrent une tendance à l'enrichissement en SiO_2 et à l'appauvrissement en alcalin. De ce fait, ces roches tendent vers une composition d'arène ou d'arkose (cf. p. 206).

3. Nature et origine des gneiss du groupe G_1 .

Les gneiss du groupe G_1 , généralement plus acides que ceux du groupe G_2 , offrent une plus grande variété de types pétrographiques et leur interprétation génétique, comme celle des gneiss G_3 , n'est pas simple.

Dans le Canigou nous avons cru pouvoir distinguer les gneiss G_1 situés au sommet de la formation des gneiss G_2 , et les gneiss G_1 situés à la base de cette formation, que

nous avons appelés gneiss G_4 (G. Guitard, 1958). Cette distinction était assez formelle : en dépit d'une analogie pétrographique entre les gneiss G_1 et G_4 , nous pensions que la présence d'anciens phénocristaux de quartz dans les « gneiss de La Preste » appartenant au groupe des gneiss G_1 du sommet, donnait à l'ensemble de ces derniers une signification génétique particulière. D'un autre côté, certains types de gneiss rubanés n'étaient connus, à l'époque, que dans les gneiss G_4 ce qui accusait le contraste entre gneiss G_1 et gneiss G_4 . En réalité, la comparaison des analyses chimiques de gneiss G_1 à la base et au sommet des gneiss G_2 ne fait pas ressortir une différence de nature entre ces roches. Sur la figure 88, on voit que ces analyses peuvent tomber dans le même domaine quelle que soit la position géologique des gneiss G_1 . On remarquera ainsi l'analogie entre les analyses 113 et 126 et entre les analyses 125 et 132 (comparer les tableaux 39 et 40).

Les relations de terrain entre les gneiss G_1 et les gneiss G_2 montrent que presque toujours, les gneiss G_1 séparent les orthogneiss G_2 des micaschistes, sauf dans une région très limitée de la fenêtre de Balatg (région de Py) où ce sont des gneiss G_3 qui s'interposent entre les orthogneiss G_2 et les micaschistes. *D'une manière générale, les gneiss G_1 « enveloppent » les orthogneiss G_2 .* La position remarquable, et la grande continuité des gneiss du groupe G_1 ne sont nullement particulières au massif du Canigou et de la Carança, mais se retrouvent dans tous les massifs gneissiques de la zone axiale des Pyrénées. C'est, en particulier, le cas du massif de l'Aston (cf. E. Raguin, 1955-1964), où les « gneiss de Peyregrand » et d'autres leptynites sont interposés entre les « gneiss de Riete » — homologues des orthogneiss G_2 Canigou — et les micaschistes qui encaissent la formation gneissique au toit et au mur. Ces gneiss sont l'équivalent des gneiss G_1 dont ils possèdent d'ailleurs les caractères chimiques. Cette remarque générale est importante pour comprendre la signification des gneiss G_1 .

Bien que les gneiss G_1 enveloppent avec une grande continuité les orthogneiss G_2 , ils présentent néanmoins *de fortes variations d'épaisseur* dans l'ensemble du massif du Canigou et de la Carança. Ces gneiss sont très épais sur les versants sud du massif du Canigou et du massif de la Carança (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur cf. p. 137). Dans ce cas, on observe sur le terrain un passage progressif entre les orthogneiss G_2 et les gneiss G_1 , de sorte qu'il est arbitraire de placer une limite nette entre ces deux formations. Sur les versants nord du Canigou et du massif de la Carança, les gneiss G_1 sont souvent peu épais; il en est de même des gneiss G_1 situés à la base des orthogneiss G_2 et G_3 dans le Canigou. Dans ces conditions, le passage des gneiss G_1 aux orthogneiss G_2 peut être assez tranché.

Parmi les gneiss du groupe G_1 on peut distinguer avec certitude des gneiss d'origine « ortho » et des gneiss d'origine « para », tels que certains gneiss rubanés; mais, assez souvent, il est difficile de faire formellement cette distinction. D'une manière générale, les orthogneiss G_1 semblent avoir un plus grand développement que les paragneiss G_1 . Ces derniers existent toujours à la périphérie des gneiss G_2 , au contact des micaschistes.

a. ORTHOGNEISS DU GROUPE G_1 .

On a déjà remarqué et établi l'existence d'orthogneiss bien typiques parmi les gneiss du groupe G_1 : ce sont les « gneiss de La Preste » (G. Guitard, 1958 a) qui affleurent aussi dans le massif du Roc de France. Cependant outre ces gneiss particuliers, il semble bien que les orthogneiss soient fréquents parmi les gneiss G_1 . Reprenons dans ce paragraphe la discussion de ce problème important.

Critères pétrographiques.

Plusieurs caractères pétrographiques sont susceptibles de montrer la nature orthogneissique d'une bonne partie des gneiss G_1 .

On retrouve dans ces gneiss les mêmes particularités des feldspaths I que dans les orthogneiss G_2 et G_3 . Les structures « rapakiwi » y sont cependant moins fréquentes. On les rencontre surtout dans les gneiss de La Preste.

Dans les gneiss de La Preste, ainsi que dans divers niveaux de gneiss G_1 à la base des gneiss G_2 , les microperthites I sont très remarquables. Il s'agit d'une sorte de « mésoperthite » (cf. ci-dessus p. 154) formée par exsolution, ce qui suggère le caractère magmatique et non métamorphique des feldspaths alcalins homogènes dont dérivent les microperthites. On sait, en effet, que des feldspaths alcalins dont la composition varie autour de $Or = 50\%$ — $Ab = 50\%$ ne se rencontrent que parmi les roches magmatiques acides (voir les histogrammes de O. F. Tuttle, 1952) et que l'orthose et l'albite forment à haute température une série continue de solutions solides (J. et G. Donnay, 1952). Des perthites comparables à celles des gneiss de La Preste ont été décrites par C. d'Amico (1962), dans des porphyroïdes.

Dans ces mêmes gneiss il convient de souligner la fréquence de l'albite en échiquier, dont nous avons déjà montré l'origine secondaire à partir des feldspaths potassiques I. Le caractère sélectif de cette « albitisation », qui épargne complètement les microclines mésostasiques, suggère l'origine ancienne de cette altération, qui a survécu à la recristallisation métamorphique. En effet, la découverte de l'albite en échiquier dans des feldspaths

de grauwackes (W. A. Cummins, 1957) montre que cette structure n'est pas détruite au cours de la diagenèse; elle n'a d'ailleurs aucune raison de l'être par un métamorphisme mésozonal ultérieur. Or, il se dégage de la littérature (cf. ci-dessus p. 163), que l'albite en échiquier se forme soit sous l'effet d'actions deutériques en liaison avec les processus d'altération post-magmatique des granites ou des porphyres, soit par autométasomatose de laves. C'est donc un mode d'altération des feldspaths potassiques que l'on doit s'attendre à rencontrer dans des orthogneiss.

La présence de quartz bleuté opalescent, de forme dihexaédrique parfois bien conservée (quartz I), dans les gneiss G_1 type La Preste, constitue également un critère de premier ordre en faveur de la nature orthogneissique de ces roches. L'existence de ce quartz nous avait fait envisager la possibilité de l'origine des gneiss de La Preste à partir de porphyres volcaniques acides ou de tufs (G. Guitard, 1958 a), hypothèse sur laquelle nous reviendrons.

En effet, le quartz bleuté opalescent, analogue à celui rencontré dans les gneiss de La Preste, est signalé par S. Gavelin (1939) dans des porphyroïdes quartzifères précambriens. Il existe également dans un porphyroïde de l'Ardenne (ravin de Mairus), signalé par Gosselet. Cependant, du quartz bleuté identique a été également signalé dans des dykes ou des sills de roches microgrenues (Tilley, 1919; J. P. Iddings, 1904; W. T. Harry, 1952), ainsi que dans des granites acides et des gneiss (P. Ljunggren, 1954; R. I. Harker, 1962). La seule présence du quartz I, de même d'ailleurs que la composition chimique, ne permet pas de trancher entre les trois origines possibles : rhyolites ou tufs, microgranites, granites alcalins.

La composition chimique des biotites des gneiss G_1 n'est pas connue. Il est probable que ces biotites sont plus alumineuses que celles des gneiss G_2 et G_3 étant donné la fréquence de la muscovite primaire dans les gneiss G_1 (cf. S. R. Nockolds, 1947).

Divers bancs de gneiss G_1 homogènes et de gneiss leptynitiques de ce groupe renferment des lentilles aplaties ou fuselées riches en tourmaline, frangées d'une auréole hololeucocrate, couchées dans la schistosité. Ces lentilles rappellent tout à fait les « taches tourmaliniques » à auréole leucocrate qui existent dans certains granites acides de la région. Ceci suggère que ces gneiss dérivent du métamorphisme de veines ou d'amas de granites alcalins leucocrates (cf. fig. 6, pl. 4).

Renseignements tirés de la composition chimique.

Les gneiss du groupe G_1 se distinguent essentiellement des orthogneiss G_2 par une composition chimique généralement plus acide. Il faut remarquer l'existence

d'une transition, à la fois pétrographique et chimique, entre les gneiss G_1 et les orthogneiss G_2 . Ainsi, sur la figure 83 quelques points figuratifs de gneiss G_1 se mêlent à ceux qui correspondent aux orthogneiss G_2 . Il est normal de considérer que les roches dont la composition chimique tombe dans le domaine des orthogneiss granitiques sont d'anciens granites, si aucune donnée de terrain ne va à l'encontre de cette interprétation. Sur la base de ces considérations on ne peut pas séparer la genèse de certains gneiss G_1 de celle des gneiss G_2 . Ainsi les analyses 106, 109 et 110 sont celles d'orthogneiss dérivant, comme les gneiss G_2 , de granites calco-alcalins ordinaires. De fait, ces roches appartiennent à la zone de transition entre les gneiss G_1 et les gneiss G_2 , et la coupure introduite sur le terrain entre ces deux catégories de gneiss est évidemment arbitraire dans ce cas particulier. Ces gneiss G_1 , considérés comme tels sur le terrain, sont simplement des orthogneiss G_2 plus laminés et plus déformés, cas habituel des gneiss du flanc normal de la nappe du Canigou.

Le diagramme de la figure 88 montre le domaine de composition des gneiss du groupe G_1 . Ce domaine est à cheval sur la ligne G-D qui limite le domaine des orthogneiss dérivant de granites ou de microgranites acides et d'aprites.

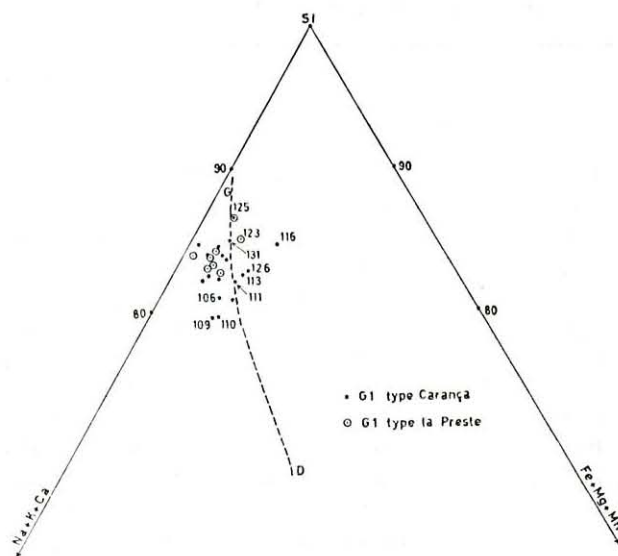


FIG. 88

Compositions chimiques des gneiss G_1
reportées sur le diagramme Si — Na + K + Ca — Fe + Mg

Les points indiquent les gneiss type Carança, les points cerclés les gneiss type La Preste.

A sa partie supérieure la position de la ligne G-D a été précisée en reportant la composition chimique de 32 granites alcalins, microgranites et aprites de zones

orogéniques sur le diagramme Si — (Na + K + Ca) — (Fe + Mg + Mn). On a utilisé les analyses chimiques des granites de la région ainsi que des analyses tirées de la littérature. Sur la figure 86 A on a limité, à gauche de la ligne G-D, le domaine des orthogneiss dérivant de granites ou de microgranites acides. On notera que les compositions chimiques des gneiss leptynitiques en liaison avec les orthogneiss G₂, qui dérivent d'aplites et représentent les termes les plus acides de la formation des gneiss du Canigou (SiO₂ = 77,30 % dans l'analyse 90 du tableau 37) tombent précisément à gauche de la ligne G-D, dans le domaine des orthogneiss granitiques acides. Le domaine des granites acides coïncide en partie avec celui des rhyolites. Mais dans le diagramme considéré, le domaine des rhyolites déborde assez largement la ligne G-D vers la droite. C'est ce que l'on a précisé en reportant la composition chimique de 20 rhyolites ou tufs rhyolitiques paléozoïques ou antépaleozoïques tirée de la littérature (1). La plus grande extension du domaine des rhyolites n'est pas surprenante (cf. fig. 89b) car les rhyolites utilisées peuvent avoir deux origines distinctes : différenciées de magmas basiques ou termes liés à l'évolution du magma granitique ordinaire.

TABLEAU 47. — COMPOSITION MOYENNE
DES ORTHOGNEISS DU GROUPE G₁

	a	b	c	(1)	(2)
SiO ₂	70,80	73,95	74,20	73,85	74,55
Al ₂ O ₃	14,40	13,75	14,20	13,75	12,60
Fe ₂ O ₃	0,60	0,60	0,65	0,80	1,30
FeO.....	2,20	1,40	0,90	1,15	1,00
TiO ₂	0,45	0,15	0,15	0,20	0,15
MnO.....	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
MgO.....	0,80	0,30	0,20	0,25	0,10
CaO.....	1,80	1,15	0,60	0,70	0,60
Na ₂ O.....	3,05	3,60	3,80	3,50	4,15
K ₂ O.....	5,05	3,95	4,10	5,15	4,75
P ₂ O ₅	0,05	0,20	0,20	0,15	0,05
H ₂ O +.....	0,95	1,00	0,95	0,45	0,65
	100,20	100,10	100,00	100,00	99,95

NOTA.

a : moyenne de 3 analyses de gneiss G₁ de composition calco-alcaline (analyses 106, 109 et 110). — b : moyenne de 3 analyses de gneiss G₁ de composition intermédiaire entre a et c. (analyses 127, 128 et 130). — c : moyenne de 9 analyses de gneiss G₁ alcalins (analyses 114, 118, 119, 120, 121, 122, 124, 129 et 132).

On peut considérer d'abord le groupe des analyses chimiques des gneiss G₁ qui tombe à gauche de la ligne G-D sur le diagramme de la figure 88. Ces analyses tombent à coup sûr dans le domaine des orthogneiss, qu'il s'agisse d'orthogneiss dérivant de granites acides

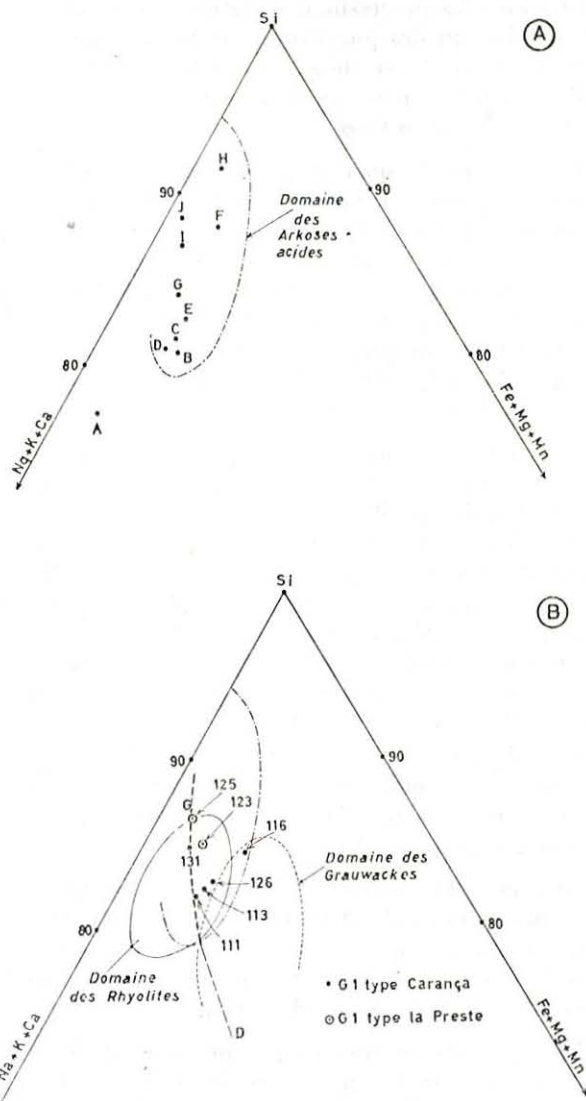


FIG. 89

Distinction des paragneiss G₁

A, compositions chimiques de diverses arkoses généralement riches en alcalin données dans le tableau 49, reportées sur le diagramme Si — Na + K + Ca — Fe + Mg, et délimitation du domaine correspondant; B, compositions chimiques des paragneiss G₁ (*idem*). — Les points indiquent les gneiss type Carança et les points cerclés les gneiss type La Preste.

(1) Ces analyses sont probablement de valeur inégale pour le problème envisagé ici; plusieurs tufs acides peuvent n'être que des roches remaniées. Ceci pourrait expliquer, en partie, l'étalement du domaine rhyolitique vers la droite, sur la figure 89 B.

ou d'orthogneiss dérivant de rhyolites ou tufs acides. On peut y distinguer un groupe calco-alcalin typique (moyenne **a** du tableau 47), un groupe d'orthogneiss dont la composition chimique correspond à celle de roches magmatiques alcalines typiques (moyenne **c** du tableau 47), et un groupe dont la composition chimique est intermédiaire entre celle des roches alcalines et celles des roches calco-alcalines (roches subalcalines correspondant à la moyenne **b** du tableau 47).

Les gneiss de La Preste ont généralement une composition chimique d'orthogneiss alcalin typique (analyses 118, 119, 120, 121, 122 et 124). On retrouve cette composition dans d'autres gneiss G_1 au sommet (analyse 114), ou à la base (analyses 129 et 132) des orthogneiss G_2 . Les compositions moyennes des orthogneiss G_1 alcalins et calco-alcalins sont indiquées dans le tableau 47, colonnes **c** et **a**. La colonne **b** donne la composition des orthogneiss subalcalins. La composition moyenne des granites alcalins (1) et celle des rhyolites (2) alcalines données par S. R. Nockolds (1954) est indiquée.

On va considérer maintenant les points figuratifs des gneiss G_1 (fig. 89 B) qui tombent en dehors du domaine des orthogneiss granitiques c'est-à-dire à droite de la ligne G-D (analyses 111, 113, 116, 123, 125, 126 et 131). Ces analyses correspondent à des roches dont les conditions de gisement et les caractères pétrographiques montrent, ou qu'il s'agit sans ambiguïté de paragneiss, ou qu'il s'agit de roches dont il est difficile de décider de l'origine ortho ou para. Certaines de ces roches ont d'ailleurs une composition qui tombe sur la ligne G-D (analyse 107) ou à son voisinage immédiat, ce qui rend leur interprétation tout à fait ambiguë. Toutes ces roches sont cependant caractérisées par une composition chimique qui n'est pas celle des roches granitiques ordinaires, mais peut appartenir soit au groupe des rhyolites et des tufs rhyolitiques alcalins, soit au groupe des arkoses et des roches qui s'y rattachent. Le problème géochimique posé par cette fraction des gneiss G_1 , est très comparable à celui que posent les célèbres « leptites » de Scandinavie. Nous reviendrons ci-dessous sur ce point.

Nature généralement orthogneissique des gneiss de La Preste.

Il existe parmi les gneiss de ce groupe une assez grande variété de types lithologiques (cf. ci-dessus p. 137), et on a déjà noté qu'ils ont en commun de renfermer des nodules de quartz I représentant d'anciens phénocristaux de quartz d'origine magmatique (cf. ci-dessus p. 163 et 201). Beaucoup de ces roches sont des gneiss œillés ou des gneiss homogènes à gros grain, qui passent progressivement à des gneiss G_2 typiques. Aucune raison ne nous empêche de les considérer

comme des orthogneiss dérivant de granites acides. De même, certains « gneiss leptynitiques » hololeucocrates, riches en muscovite et en tourmaline, de grain fin ou moyen, peuvent représenter des orthogneiss dérivant de filons de granites acides recoupant originellement les granites grossiers. Dans tous ces orthogneiss dérivant de granites acides on retrouve l'ancienne muscovite sous forme de grandes lamelles recristallisées de muscovite I.

TABLEAU 48

	a	b
SiO ₂	74,35	74,15
Al ₂ O ₃	14,20	14,15
Fe ₂ O ₃	0,90	0,80
FeO.....	0,75	0,80
TiO ₂	0,15	0,15
MnO.....	0,05	0,05
MgO.....	0,15	0,20
CaO.....	0,60	0,60
Na ₂ O.....	3,55	3,75
K ₂ O.....	3,90	4,20
P ₂ O ₅	0,20	0,25
H ₂ O +.....	1,05	1,00
Quartz.....	-	34,90
Orthose.....	-	24,85
Albite.....	-	31,70
Anorthite.....	-	1,60
Hypersthène.....	-	1,30
Corindon.....	-	2,80
Magnétite.....	-	0,75
Hématite.....	-	0,25
Ilménite.....	-	0,25
Apatite.....	-	0,50

D'ailleurs, les analyses chimiques 121 et 122, qui sont celles de gneiss de La Preste grossiers pouvant correspondre à d'anciens granites, tombent à gauche de la ligne G-D sur la figure 88, dans le domaine des granites alcalins. Le tableau 48 donne la composition moyenne des huit analyses de gneiss de La Preste (**a**) du tableau 38, ainsi que la composition moyenne des six analyses de ces gneiss qui tombent à gauche de la ligne G-D sur la figure 88. On comparera l'analyse **b** à la composition moyenne des granites alcalins de S. R. Nockolds (1954) [tableau 47].

Pourtant, d'autres types lithologiques de gneiss de La Preste ne ressemblent pas à d'anciens granites acides. Les gneiss à mésostase finement grenue, chargés d'an-

ciens phénocristaux de quartz et de feldspaths représentent d'anciens porphyres acides (fig. 5, pl. 3) qui ont pu être des micro-granites ou des rhyolites ou des tufs rhyolitiques (analyses 120, 124). De même, certaines leptynites hololeucocrates à grain fin, situées au sommet de la formation des gneiss de La Preste, au contact de l'enveloppe paléozoïque (analyses 118, 119, 125) [cf. coupe du ravin de Can Calet, fig. 71], représentent soit des formations volcaniques soit des arkoses formées par le remaniement des roches d'origine granitique ou porphyrique sous-jacente. Il en est de même des gneiss amygdalo-céillés à trame siliceuse (analyse 123). La figure 3, planche 3, représente un échantillon de gneiss de La Preste, où l'on remarque de nombreuses plages de quartz I curieusement réparties, ainsi que des lentilles biotitiques aplaties dans la schistosité, avec de grands phénocristaux de feldspath I, dans une mésostase finement grenue. Cette roche fait penser à un porphyre remanié ou à un tuf. Les analyses chimiques 123 et 125 tombent à droite de la figure G-D sur la figure 89 B, c'est-à-dire dans le domaine des rhyolites ou des arkoses, alors que les analyses 118, 119, 120 et 124 tombent à gauche de cette même ligne, ce qui est normal s'il s'agit d'anciens porphyres, puisque le domaine des rhyolites est à cheval sur la ligne G-D. Les analyses 123 et 125, qui se distinguent assez nettement de celles des autres gneiss de La Preste, en particulier sur les diagrammes 90 A et 90 B utilisés ci-dessous, *pourraient correspondre à des arkoses* issues du remaniement de porphyres ou de tufs. Nous reviendrons sur la signification de ces roches à propos des paragneiss G₁ (cf. p. 206).

Ainsi, parmi les gneiss de La Preste, on rencontre à la fois des orthogneiss dérivant de granites et des orthogneiss dérivant de porphyres ou de tufs acides. Il est peut-être difficile de préciser les relations génétiques entre les deux types d'orthogneiss. Plusieurs hypothèses viennent à l'esprit :

— les anciens porphyres sont génétiquement liés aux anciens granites dont dérivent les gneiss G₂ et une partie importante des gneiss G₁. On sait que des porphyres volcaniques sont parfois associés à des massifs de granite orthosique, comme c'est le cas bien connu des granites rapakiwi de Finlande (voir E. Raguin, 1957); de fait, certaines leptynites à phénocristaux de quartz et de feldspath, incluses dans les gneiss grossiers de la Preste, peuvent représenter d'anciens porphyres acides qui recoupaient les anciens granites alcalins;

— les anciens granites ont assimilé partiellement des matériaux volcaniques acides d'une série supracrustale, dont on retrouve encore les reliques au sein des orthogneiss;

— *des porphyres volcaniques ont été déposés, en même temps que des arkoses, sur un socle granitique*

et faisaient partie d'une série continentale maintenant transformée en gneiss G₁. Cette hypothèse explique également la présence de paragneiss parmi les gneiss du groupe G₁, et éventuellement la présence de matériaux éruptifs dans les gneiss G₁ de type Carança. D'ailleurs les orthogneiss acides de Bonabosc, près d'Arles-sur-Tech (cf. chap. V), interstratifiés dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque, ont une composition chimique (analyse 115 du tableau 26) qui tombe exactement dans le domaine des gneiss de La Preste.

On remarquera, toutefois, que ces diverses hypothèses ne s'excluent pas. Nous y reviendrons dans le dernier chapitre de ce mémoire.

b. PARAGNEISS DU GROUPE G₁.

Données lithologiques et pétrographiques.

En de nombreux endroits, le contact entre les gneiss G₁ et l'enveloppe paléozoïque, ou entre ces gneiss et les micaschistes de Balatg, est marqué par la présence de gneiss rubanés d'épaisseur variable. Il existe des caractères lithologiques et pétrographiques qui témoignent de la nature paragneissique de ces roches, en étroites relations, sur le terrain, avec les orthogneiss et, comme ces derniers, de nature essentiellement feldspathique.

Les paragneiss G₁ les plus typiques sont certainement les gneiss rubanés que l'on observe à la base de la formation des gneiss du Canigou, dans les vallées de Vellmanya, du Riuferrer et de la Comelade en Vallespir. Ces gneiss (fig. 1, pl. 5) appartiennent au type « à stratification supracrustale » de la classification de R. V. Dietrich (1960, 1963). Les rubans sont formés par le changement brutal ou progressif de la proportion des minéraux quartzo-feldspathiques, ou simplement par le changement de la dimension des grains ou de l'abondance des yeux feldspathiques, mais surtout, par l'existence d'une lithologie non gneissique dans certains rubans, sous forme d'interlits de 1 à 10 centimètres d'épaisseur. Il s'agit de :

— lits quartzitiques;

— lits d'origine pélitique, souvent associés aux précédents; en particulier, on a signalé une association essentiellement formée de quartz, d'un peu de micas, d'andalousite et d'almandin (cf. p. 187). D'autres lits pélitiques sont, au contraire, très riches en biotites. L'existence de ces interlits prouve que le rubanement de certains gneiss G₁, est un litage sédimentaire. Dans tous les cas, les rubans sont parallèles au contact gneiss-micaschiste et obliques sur la schistosité S₁ des gneiss (cf. chap. IX).

D'autres intercalations de nature non gneissique se rencontrent au sein des gneiss G₁ homogènes ou céillés;

les plus remarquables sont les intercalations de gneiss à silicates calco-magnésiens et les intercalations de quartzites à minéraux calcaïques, sous forme de bancs atteignant rarement un mètre d'épaisseur. Ces roches ont été décrites en détail dans le chapitre IV. Ces intercalations d'origine marno-calcaire (cf. p. 101) sont d'ailleurs plus fréquentes à la base des gneiss G_3 .

Dans le cas des paragneiss considérés, mis à part les intercalations non gneissiques, le microscope n'est malheureusement pas d'un grand secours pour établir la véritable nature de ces roches, car ces paragneiss résultent essentiellement du remaniement d'anciennes roches quartzo-feldspathiques représentées par les orthogneiss, et renferment donc les mêmes minéraux que ces derniers, offrant les mêmes structures. Cependant, certains lits de leptynites ont un aspect microscopique de quartzite avec structure en mosaïque des grains de quartz séparés par les plages interstitielles de feldspath (structure quartzitique, p. 186); d'autres sont formés par l'accumulation de plages feldspathiques et parfois de quartz de contours anguleux, dans une matrice riche en quartz et muscovite (cf. p. 187). Parfois, quelques lits renferment des concentrations anormales de certains minéraux ou structures : par exemple les gneiss G_1 rubanés du versant sud du massif de la Carança renferment des plages de micropegmatite cunéiforme en éléments isolés dans des lits particuliers (fig. 1, pl. 13). Ces structures sont inconnues dans les gneiss G_1 en général, et leur présence ne s'explique guère que par une origine détritique. De même, les concentrations de minéraux tels que zircon, apatite, grenat, tourmaline, peuvent représenter des niveaux à minéraux lourds.

Ainsi, à l'aide des données du terrain, et accessoirement des données micrographiques, on arrive à la conclusion importante qu'une zone de paragneiss très feldspathiques, difficiles à séparer des orthogneiss, s'est interposée entre les orthogneiss G_2 et G_1 et la série de Canaveilles ou entre les orthogneiss et les micaschistes de Balatg.

Données chimiques.

On peut espérer distinguer les paragneiss G_1 des orthogneiss homologues par leur composition chimique. En considérant le diagramme $Si - (Na + K + Ca) - (Fe + Mg + Mn)$ des figures 88 et 89 B, on constate que plusieurs analyses de gneiss G_1 tombent à droite de la ligne G-D, en dehors du domaine des orthogneiss granitiques, mais, en général, les points figuratifs s'écartent assez peu de la ligne G-D, sauf celui de l'analyse 116. Dans l'ensemble tous ces points figuratifs tombent dans le domaine des rhyolites ou des arkoses (fig. 89 A).

Par contre l'analyse 116 est typiquement celle d'un paragneiss dérivant d'une arkose, dont le point figuratif tombe à la limite du domaine des arkoses et des grau-wackes « acides » (teneur en alcalins < 6,5 %).

Nous avons en effet rassemblé dans le tableau 49 une série d'analyses d'arkoses d'origines diverses, tant par la nature du matériau générateur que par les conditions de dépôt (marine ou continentale). Le domaine des arkoses a été délimité à l'aide des analyses du tableau 49 sur la figure 89 A. On se rend compte alors qu'il empiète, non seulement sur le domaine des rhyolites, mais qu'il s'étend aussi dans le domaine des orthogneiss granitiques. Si on ne considère que les arkoses issues du remaniement de roches acides, le domaine des arkoses atteint la ligne G-D. Ceci n'a rien de surprenant car, à côté des arkoses typiques, dont la composition est généralement donnée dans les traités, tel l'arkose J du tableau 49, il existe des arkoses dont la composition est quasi identique à celle de la roche éruptive ou plutonique dont elles dérivent si le remaniement a été très faible. L'arkose typique est caractérisée par une forte teneur en SiO_2 , une faible teneur en Al_2O_3 , en ferromagnésiens et en Na_2O , une forte teneur en K_2O . En réalité, on remarquera la variabilité des teneurs en Na_2O et K_2O dans les analyses du tableau 49. D'autre part, si on constate généralement l'appauvrissement en alcalins totaux des arkoses, dans certains cas, la teneur en alcalins est analogue dans les arkoses et dans les roches éruptives dont elles dérivent. Cela se produit en particulier dans le cas des arkoses d'origine continentale, dont la genèse est intimement liée à celle du processus d'arénisation des granites ou des gneiss. En effet, dans ces conditions, il ne faut pas oublier que le passage de la roche non altérée à la roche arénisée et remaniée est absolument progressif. Ainsi F. J. Pettijohn (1957, p. 325) écrit à ce propos « in some cases the residuum is so little reworked and so little decomposed that upon cementation the deposit looks very much like the granite itself ». De même M. Gysin et J. M. Vallet (1949) décrivent une arkose peu métamorphique qui « au point de vue strictement chimique offre une composition qui s'apparente aussi bien à celle d'une arkose qu'à celle d'une roche granitique ». En conclusion, l'analyse chimique peut permettre de prouver l'origine arkosique d'un paragneiss dans certains cas favorables, où la composition chimique tombe dans la partie du domaine des arkoses qui ne se superpose pas au domaine des rhyolites ou des granites acides. Il s'agit alors d'arkoses suffisamment remaniées et évoluées. Mais dans d'autres cas, défavorables, la composition chimique ne permet pas de séparer les arkoses, les rhyolites et les granites acides. C'est le cas pour la majorité des analyses chimiques de gneiss G_1 qui tombent à droite de la ligne G-D, ou sur cette ligne sur le diagramme de la

fig. 89 b. Quelques considérations permettront peut-être de sortir de l'impasse, et de préciser l'origine de certaines des roches appartenant à ce dernier groupe de gneiss G₁.

En effet, si les caractères lithologiques prouvent indiscutablement qu'il existe des paragneiss parmi les gneiss G₁, ce que prouve, encore, l'analyse chimique 116 typique pour un paragneiss de nature arkosique, les conditions de gisement — position des paragneiss G₁ au contact de l'enveloppe paléozoïque — et les caractères pétrographiques — nature essentiellement quartzofeldspathiques de ces roches — obligent à admettre que les paragneiss G₁ sont essentiellement formés par le remaniement des roches granitiques ou éruptives dont dérivent les orthogneiss sous-jacents. Il faut donc s'attendre à un passage progressif entre les orthogneiss et les paragneiss. Le problème de leur genèse est donc finalement à rapprocher de celui des arènes et des

arkoses que l'on observe généralement à la limite d'un socle granitique transgressé par une série marine. Les arènes et les arkoses ont pu être formées dans un milieu continental, lacustre, puis avoir été remaniées à leur tour par la sédimentation marine. Selon G. Millot (1964) l'arénisation d'un granite d'accompagne d'un enrichissement relatif de la roche en SiO₂ et en K₂O et d'un appauvrissement en CaO, Na₂O, Al₂O₃. Mais le bilan peut être différent selon la nature du matériau de départ et selon le degré d'évolution du processus. En fait, on est peu renseigné sur la nature et la variété des processus mis en jeu dans tous les cas. Des diagrammes qui utilisent les valeurs des paramètres *q*, *r* et *s* de Lacroix, déjà employés pour montrer l'origine volcano-sédimentaire des porphyroïdes (cf. chap. V, fig. 62 b), peuvent également être utiles dans le cas envisagé ici. Si l'on considère le cas des gneiss G₁ type La Preste, on peut constater que les analyses du tableau 38 sont réparties en deux groupes sur le diagramme de la

TABLEAU 49. — COMPOSITION CHIMIQUE DE QUELQUES ARKOSES

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
SiO ₂	69,85	71,85	72,20	73,30	75,10	75,50	75,80	76,6	79,3	81,90
Al ₂ O ₃	13,15	13,30	10,70	11,30	12,15	14,65	11,75	12,4	12,8	9,10
Fe ₂ O ₃	2,50	1,15	0,80	3,55	3,80	1,40	0,60	0,7	0,7	0,15
FeO		1,30	0,70	0,70	0,10	0,95	1,30	0,2	0,2	0,15
TiO ₂	—	—	0,20	—	0,25	—	0,20	0,6	0,5	0,05
MnO	0,00	—	0,20	—	0,05	—	0,00	—	—	0,25
MgO	0,70	1,20	1,45	0,25	0,35	0,30	0,55	0,3	0,3	0,00
CaO	3,10	0,85	3,85	0,75	0,30	1,35	1,40	0,4	0,4	0,65
Na ₂ O	5,45	4,75	2,30	2,35	4,85	0,95	2,40	0,3	4,8	0,10
K ₂ O	3,30	2,75	3,30	6,15	2,05	3,55	4,50	3,8	0,5	7,10
P ₂ O ₅	—	—	0,10	—	—	—	0,05	0,2	0,1	0,05
H ₂ O +	1,00	0,50	1,45	0,30	0,75	1,05	0,55	2,7	1,0	0,20
H ₂ O —		—	0,10	—	—		0,40			0,05
CO ₂		—	2,65	0,90	—		—			0,30
BaO	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—	0,05
	99,05	100,00	100,00	99,60	99,75	99,70	99,50	99,9	100,6	100,05

NOTA.

A : arkose triasique, Portland in Pettijohn (1957). — **B** : arkose du Jotnien de Finlande, Simonen et Kouvo (1955). — **C** : arkose molassique oligocène de Suisse (Niggli, 1930). — **D** : arkose « old red sandstone » Loch Ness, Écosse in Pettijohn (1963). — **E** : arkose métamorphique, val d'Héremence (Valais), (Gysin et Vallet, 1949). — **F** : arkose, Mauri, Finlande, Sederholm (1913). — **G** : arkose torridonienne Kennedy, (1951). — **H** : arkose à kaolinite de Royat (origine granitique continentale) Maurel et Brousse, 1959. — **I** : arkose à montmorillonite de Saint-Sauves (origine granitique continentale) Maurel et Brousse, 1959. — **J** : arkose métamorphique du Lewisien d'Écosse.

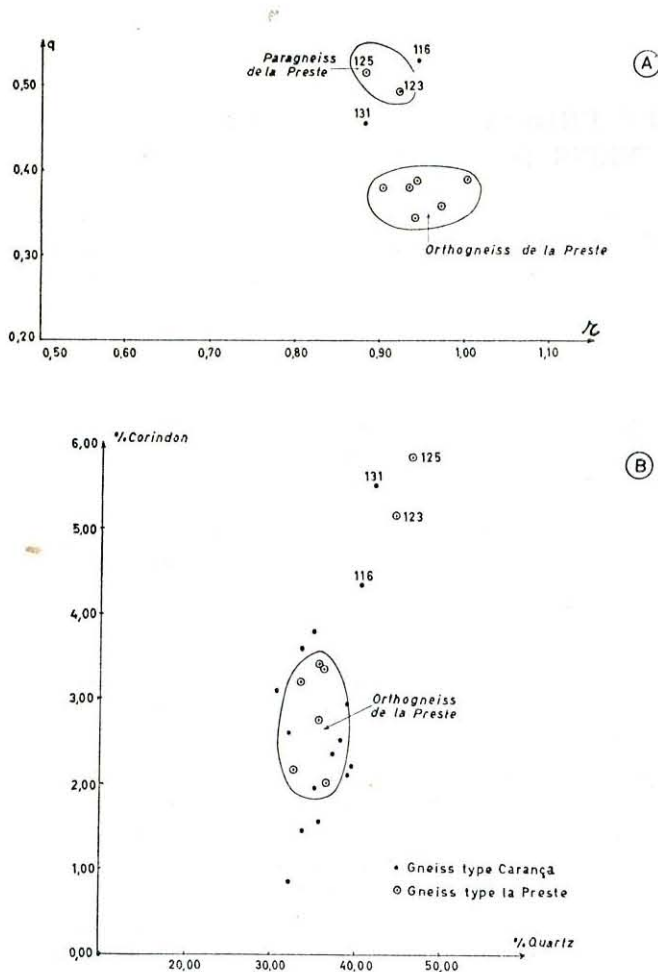


FIG. 90

Distinctions entre paragneiss et orthogneiss dans les gneiss G₁

A, diagramme $q-r$ (paramètres de Lacroix); B, diagramme quartz normatif-corindon normatif. — Les points indiquent les gneiss G₁ type Carança et les points cerclés les gneiss G₁ type la Preste.

figure 88. La séparation de ces deux groupes est accentuée par l'utilisation du diagramme $q-r$ de la figure 90 A. Le premier groupe est représenté par les analyses des orthogneiss de La Preste (cf. p. 203), le second par les deux analyses 123 et 125 qui ont une position ambiguë sur le diagramme de la figure 89 B, car les points figuratifs tombent à la fois dans le domaine des rhyolites et dans celui des arkoses. On remarquera également que les roches 123 et 125 renferment une assez forte quantité de corindon normatif : respectivement 5, 15 et 5, 85 % ce qui pourrait être expliqué par l'introduction de koalinite. Il en est de même du gneiss correspondant à l'analyse 131, qui renferme 5,50 % de corindon normatif et dont le point figuratif sur le diagramme de la figure 90 B est situé au voisinage de celui de l'analyse 123. A titre de comparaison, la quantité de corindon normatif dans les granites peralumineux acides est de 2,5 % en moyenne d'après S. R. Nockolds (1954). Sur la figure 90 B, les analyses de gneiss G₁ 131, 123, et 125 se distinguent nettement de celles des autres gneiss G₁, en particulier de celles des orthogneiss de La Preste. On peut en rapprocher par contre le point figuratif de l'analyse 116 que est celle d'une arkose. Il est donc très probable que l'hypothèse d'une origine arkosique pour les gneiss correspondant aux analyses 123, 125 et 131 soit effectivement la bonne. D'ailleurs, d'après les données de Battey (1955) les analyses 125 et 116 ont peu de chances de correspondre à celles des roches magmatiques acides, car leur teneur en alcalins est trop faible.

En conclusion, les arguments tirés de l'observation sur le terrain ou au microscope, ainsi que ceux tirés de la composition chimique, s'accordent en faveur de la dualité d'origine des gneiss G₁ : certains sont des orthogneiss et d'autres sont des paragneiss issus directement du remaniement des roches plutoniques ou éruptives dont dérivent les orthogneiss.

IV. REMARQUES GÉNÉRALES SUR LE PROBLÈME DE LA NATURE ET DE L'ORIGINE DES GNEISS DU CANIGOU

Dans ce chapitre nous avons montré que les gneiss œillés du Canigou sont principalement formés par des orthogneiss, dont la masse la plus importante, représentée par les gneiss G_2 , dérive du métamorphisme d'un granite porphyroïde. A la périphérie de ces orthogneiss, on rencontre également des paragneiss de nature généralement non pélitique, parmi les gneiss G_1 et les gneiss G_3 . Cet ensemble gneissique pose naturellement le problème de l'existence d'un ancien socle de nature granitique sur lequel se seraient déposés certains des orthogneiss G_1 , ainsi que les paragneiss G_1 et G_3 , et qui aurait été finalement transgressé par la série marine cambrienne, représentée par la « série de Canaveilles » de l'enveloppe paléozoïque. Nous avons fait souvent allusion à l'existence de ce socle précambrien, mais il est nécessaire, avant de conclure, de discuter et d'éliminer une autre hypothèse, et de montrer que le socle est la seule explication acceptable de l'origine des gneiss du Canigou. Mais auparavant, il est indispensable d'exposer l'évolution tectonique de ces gneiss durant l'orogénèse hercynienne par l'étude détaillée de leur structure. C'est ce qui sera fait dans le chapitre IX. C'est pourquoi la discussion du problème du socle antécambrien sera finalement abordée dans le dernier chapitre de ce mémoire.

Durant le métamorphisme progressif hercynien, ceux des gneiss du Canigou qui étaient à l'origine des granites ou des porphyres magmatiques et se trouvaient donc dans les conditions du degré catazonal, ont été recristallisés à plus basse température dans la mésozone. Il y a donc, dans l'ensemble, une rétro-morphose qui s'exprime, par exemple, par le fait que le feldspath potassique des gneiss G_2 soit généralement du microcline de fort triclinisme et que le feldspath potassique synmétamorphique (microcline II) soit toujours tricoli-

nique. Mais des minéraux (orthose) ou des structures reliques (mésoperthites) témoignent indiscutablement de l'existence de l'ancien stade catazonal. On remarquera l'existence de plagioclases acides ayant toutes les compositions entre l'albite et l'oligoclase, c'est-à-dire l'absence de périclase — caractère également noté par E. Wenk (1962) dans les gneiss acides du Tessin — parmi certains gneiss, ce qui s'explique bien dans le cas d'orthogneiss acides dérivant de roches magmatiques.

La rétro-morphose des orthogneiss du Canigou est cependant plus difficile à mettre en évidence que celle des orthogneiss de la zone pennique des Alpes (voir à ce sujet Ch. Exner 1949-1951 et P. Bearth, 1952). Ceci peut être expliqué par la différence du type de métamorphisme dans les deux cas, la nature des matériaux originaux étant par ailleurs comparable (voir l'analyse chimique d'un gneiss œillé du Mont-Rose *in* P. Bearth, 1952). Les orthogneiss des Alpes ont recristallisé à haute pression et à température relativement basse : type à glaucophane-jadéite ou type intermédiaire de haute pression. Cette circonstance a favorisé le développement de l'association albite + épidote au détriment des plagioclases intermédiaires, de même que le développement de la phengite. Dans les orthogneiss du Canigou, la pression était plus faible et la température plus élevée (la majorité des orthogneiss G_2 ont recristallisé dans les conditions du subfaciès andalousite-biotite). Ainsi, les orthogneiss du Canigou étaient-ils plus proches de leur faciès minéralogique initial, lors du métamorphisme hercynien, que les orthogneiss des Alpes lors du métamorphisme alpin : d'où des différences minéralogiques moins accentuées dans les orthogneiss du Canigou.

CHAPITRE VIII

Les gneiss de Casemi et autres gneiss intercalés dans les micachistes de Balatg

I. LES GNEISS DE CASEMI

1. Constitution lithologique et conditions de gisement.

Cette formation gneissique affleure en amande au centre de la fenêtre de Balatg, dans sa partie la plus élevée. Elle forme le sommet du Canigou ainsi que la région des pics de Casemi de Dalt et Casemi d'Avall. Sur la carte au 1/50.000 les gneiss de Casemi apparaissent comme une grande lentille qui disparaît brusquement vers l'Ouest par faille : elle butte en effet contre la faille de Marillalles dans les gorges du Cadi (cf. fig. 6 et fig. 3). Cette lentille se pinçait très probablement vers l'Ouest, car, à l'ouest de la faille de Marillalles, les gneiss de Casemi n'existent plus dans le « synclinal de Py ». A l'Est, les gneiss de Casemi s'ennoient normalement et périclinalement sous la partie supérieure des micachistes de Balatg (voir par exemple coupe 3 a de la fig. 3). Comme l'ensemble de la série métamorphique du Canigou, les gneiss de Casemi sont déformés en dôme, mais par le jeu de l'érosion ils affleurent largement sur le versant sud du Canigou, dans la haute vallée du Cadi. Une des meilleures coupes de ces gneiss est celle des gorges du Cadi (cf. fig. 6) qui intéresse la retombée

vers le Sud des gneiss de Casemi et qui montre bien les relations de la lentille gneissique avec les terrains encaissants. Les gneiss de Casemi apparaissent comme une lentille intercalée dans les micachistes de Balatg. Le toit des gneiss supporte, en concordance apparente, la partie supérieure des micachistes de Balatg, qui est entièrement située dans la zone de l'andalousite, dans la partie orientale de la fenêtre de Balatg. Le plancher des gneiss repose sur la partie inférieure des micachistes de Balatg, fortement migmatitique, et située dans la zone de la sillimanite (gneiss pélitiques du ravin de Moura).

A première vue, on peut estimer que les gneiss de Casemi sont interstratifiés dans les micachistes de Balatg. Une autre hypothèse serait que ces gneiss représentent une écaille de socle antéhercynien complètement aplatie. Dans l'état actuel de nos recherches nous ne pouvons pas discuter en détail cette hypothèse et nous admettons que les gneiss de Casemi sont normalement interstratifiés dans les micachistes de Balatg et donc, qu'ils appartiennent à la base de l'enveloppe paléozoïque (cf. chap. IX), et non pas au socle antécambrien *sensu stricto* (1) [cf. chap. X].

(1) Les gneiss de Casemi pourraient être rapprochés des gneiss acides (leptynites) qui affleurent à Escarro (cf. carte au 1/50 000)

Un argument à produire en faveur de cette interprétation est l'existence, dans les gneiss de Casemi, de gneiss à ferro-hastingsite qui ne sont connus ailleurs que dans les orthoamphibolites de Serrabonne (cf. chap. III) à Taurinya, que l'on peut considérer comme une formation déposée sur le socle (cf. chap. X) ou à proximité.

Au toit, le passage entre les micaschistes de Balatg et les gneiss de Casemi est tantôt tranché (versant nord du Canigou), tantôt il s'effectue par une zone de micaschistes chargés de lentilles de quartzites micacés (0,20 à 5 m de puissance), comme c'est le cas dans la haute vallée du Cadi, ou par des amphibolites et des gneiss amphiboliques (Pic Barbet). Entre le pic de Casemi de Dalt et le Puig Sec on observe la discordance entre la schistosité des micaschistes et le rubanement sédimentaire des quartzites (cf. chap. IX).

Les gneiss de Casemi proprement dit comprennent deux entités lithologiques assez bien caractérisées sur le terrain. Au sommet, les gneiss débutent par des leptynites grises de grain généralement fin, de constitution assez hétérogène où dominant des leptynites micacées et des leptynites à ferro-hastingsite. Il s'y ajoute de véritables amphibolites, des interlits de micaschistes, de quartzites micacés, de gneiss à silicates calciques.

Sous les leptynites grises, dont l'épaisseur est de l'ordre de 200 mètres,affleurent des leptynites et des gneiss leptynitiques blancs, de grain fin ou moyen, qui constituent dans l'ensemble une formation très homogène qui forme la masse principale des gneiss de Casemi. Leur puissance maximum est de l'ordre de 1.000 mètres. Ces gneiss leptynitiques deviennent localement plus grossiers, amygdalo-céillés, rappelant les gneiss du groupe G₁ de la formation des gneiss du Canigou.

Enfin, on trouve à nouveau à la base des gneiss de Casemi, des leptynites de grain fin, sur une épaisseur de quelques mètres. Il est vrai que la base de la formation des gneiss de Casemi est dans l'ensemble migmatique et granitique, car elle est au contact du granite profond du Canigou. On y observe de beaux aspects d'agmatite et de nébulite. Dans les parties migmatiques, les gneiss de Casemi ont généralement recristallisé, et leur grain est plus grossier, granitoïde. Ces circonstances rendent plus difficile l'examen des relations entre la base des gneiss de Casemi et les micaschistes migmatiques encaissants (gneiss pélitiques du ravin de Moura).

Dans l'état actuel de nos connaissances, la question reste ouverte de savoir si les gneiss de Casemi constituent

une simple lentille dans les micaschistes de Balatg ou si cette lentille est ployée et aplatie sur elle-même, c'est-à-dire répétée tectoniquement. Étant donné la position structurale des gneiss de Casemi au cœur du grand pli couché des gneiss du Canigou, il est tentant de considérer que la seconde hypothèse est la bonne, mais elle reste à prouver (1).

2. Pétrographie des gneiss de Casemi.

a. LEPTYNITES GRISES.

Ces roches possèdent toutes une structure grano-blastique et les dimensions des grains varient entre 0,05 et 0,3 millimètre. Dans quelques préparations on remarque des plages de feldspath de plus grande dimension que le grain ordinaire de la roche (0,5 à 2 mm), qui représentent vraisemblablement d'anciens phénocristaux dont les bordures sont plus ou moins engrenées avec la mésostase environnante. Les micas, souvent peu abondants, soulignent la schistosité de ces roches. Dans l'ensemble, la texture est assez homogène, mais il existe des leptynites litées, en particulier des leptynites à lits quartzitiques. Dans certaines préparations les grains de quartz sont en contact par des surfaces lisses, non engrenées, et des feldspaths ont tendance à remplir les interstices entre les grains de quartz : cette structure rappelle la structure quartzitique ou réticulée des roches arkosiques. Quelques types de structures de leptynites grises sont reproduites sur les figures 3, 4 et 5 de la planche 16.

On peut distinguer plusieurs variétés de leptynites suivant la paragenèse.

Leptynites à muscovite : elles sont caractérisées par l'association quartz-albite-microcline-muscovite.

La muscovite y forme de grandes lamelles (0,2 — 0,3 mm), couchées dans la schistosité (fig. 3 et 4 de la planche 16). L'albite, finement séricitique et à macles polysynthétiques peu fréquentes, forme généralement des plages interstitielles entre les plages de quartz; de même le microcline, quadrillé ou à extinction moirée. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le zircon, l'apatite, l'épidote, les minéraux opaques. Ces roches sont finement litées; les microlits se distinguent souvent par la proportion relative de l'albite ou des minéraux accessoires; quelquefois, ils sont presque entièrement formés par du quartz. D'ailleurs, ces roches sont généralement riches en quartz. Les leptynites à muscovite représentent vraisemblablement des paraleptynites, comme le montre d'ailleurs leur association fréquente avec de véritables quartzites micacés.

(1) Des leviers récents en apportent la preuve. Les leptynites grises entourent complètement le noyau de leptynites blanches et apparaissent au toit et au plancher des gneiss de Casemi (voir carte de Prades au 1/50 000, 1^{re} éd.).

Les leptynites à biotite : ce sont les plus fréquentes et elles renferment les associations suivantes :

1. Quartz - plagioclase acide - microcline - biotite;
2. Quartz - plagioclase acide - microcline - biotite - muscovite;
3. Quartz-plagioclase acide - biotite.
4. Quartz - plagioclase - microcline - biotite - grenat.

L'association 1 est la plus fréquente. La biotite est toujours en petites lamelles courtes, disséminées, ou au contraire groupées en paquet de lamelles enchevêtrées. Elle est caractérisée par son polychroïsme $ng = \text{brun verdâtre}$, $np = \text{jaune pâle}$. La biotite s'altère parfois en chlorite vert vif. Le microcline est généralement à extinction moirée parfois quadrillé. Le plagioclase, à macles polysynthétiques peu fréquentes, toujours finement séricitisé, est caractérisé par un angle d'extinction $n'p\Delta (010) = 17$ à 7° dans l'angle obtus, dans les sections perpendiculaires à $[100]$. C'est de l'albite ou de l'oligoclase acide ($An = 0$ à 15%). L'oligoclase est d'ailleurs souvent cerné par un liséré albitique. Quand la muscovite existe elle est secondaire. Les minéraux accessoires sont surtout le sphène, l'épidote, et l'allanite, avec tourmaline, apatite, zircon, minéraux opaques et exceptionnellement monazite.

Les proportions respectives d'albite et de microcline sont assez variables. Dans les leptynites sans microcline, le plagioclase est de l'albite ou de l'oligoclase acide.

Certaines de ces leptynites sont remarquables par la présence de petits yeux feldspathiques ($0,5$ à 2 mm), formés par un plagioclase acide ($An 5$ - $An 15\%$) « microclinisé (1) », qui représentent d'anciens phénocristaux. On y observe parfois des lits quartzitiques, et des structures réticulées (fig. 5, pl. 16). Une partie importante de ces roches est probablement formée de paraleptynites.

Les leptynites à ferro-hastingsite. Elles sont également fréquentes mais la hornblende, de très petite dimension (1 mm), peut être facilement confondue avec la biotite sur des échantillons examinés à l'œil nu. Les associations les plus courantes sont :

- quartz - plagioclase acide - microcline - biotite - ferro-hastingsite;
- quartz - plagioclase acide - microcline - biotite - ferro-hastingsite-grenat.

Ces roches ont été décrites au chapitre III (p. 96 et suiv.). La figure 7, planche 16 montre une leptynite riche en amphibole.

b. LES GNEISS LEPTYNITIQUES LEUCOCRATES.

Ces roches renferment les mêmes minéraux que les leptynites à biotite mais leur texture est cependant dif-

férente : la biotite est rare, disséminée en agrégats de lamelles tordues dans la trame quartzo-feldspathique prédominante. La structure de cette dernière, granoblastique, est en général franchement hétérogranulaire avec une nette tendance à l'engrènement des plages minérales. L'hétérogranularité se traduit par la présence de deux groupes de plages de granulométrie différente : par exemple un groupe dont les plages mesurent $0,5$ à $1,5$ millimètre et un autre groupe à plages beaucoup plus petites ($0,05$ à $0,1$ mm); on retrouve une structure comparable à la mésostase secondaire des gneiss du Canigou; les plages les plus petites semblent résulter de la granulation et de la recristallisation des minéraux les plus grands (cf. fig. 6, pl. 16).

Les associations minérales les plus fréquentes sont :

1. Quartz - plagioclase acide - microcline - biotite - muscovite;
2. Quartz - plagioclase acide - microcline - biotite.

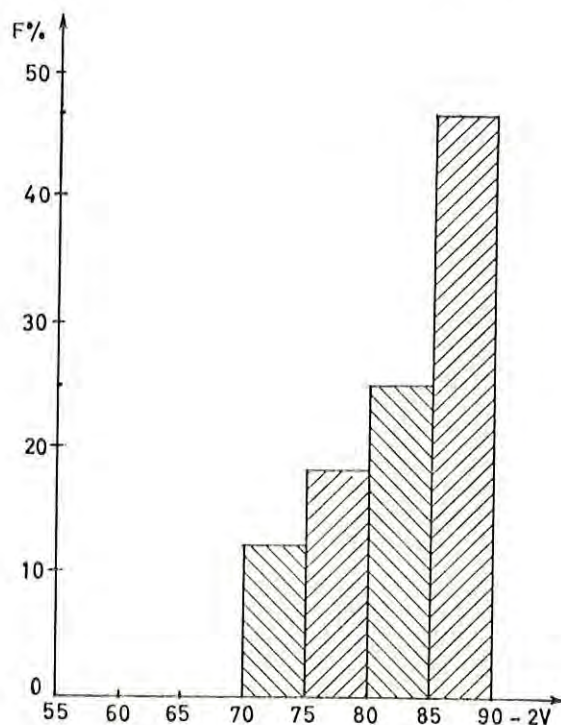


FIG. 91

Valeur de l'angle $2V$
dans les microclines des gneiss de Casemi
(orthogneiss leucocrates)

(1) Il s'agit plus précisément d'une intrication intime de plagioclase acide et de microcline, résultant d'une exsolution ou d'un remplacement.

Le microcline est généralement à extinction moirée, peu perthitique. Un histogramme (fig. 91) donne les valeurs de 2V qui varient de 72 à 90°. Le plagioclase comporte en général une plage centrale entourée d'un liséré d'albite (zonation normale). Dans la plage centrale n°pA (010) varie de 5 à 13° dans l'angle obtus, dans les sections perpendiculaires à [100], ce qui indique une composition AN = 5 à 15 % (albite-albite oligoclase). La périphérie est formée par de l'albite pratiquement pure. Dans les plages les plus grandes, le feldspath est formé de plagioclase souvent intimement associé à du microcline quadrillé sous forme d'antiperthite ou d'aspects de « microclinsation ». Il n'y a pas de myrmékite en général. La biotite possède un polychroïsme ng = brun verdâtre à brun sombre np = jaune pâle, et elle est parfois associée, lamelle à lamelle, avec de la muscovite. Les micas sont généralement bordés d'un fin agrégat séricitique avec quelquefois de la biotite verte.

Les minéraux accessoires sont : apatite, zircon, minéraux opaques, sphène, allanite, épidote.

On rencontre également dans ce groupe, des gneiss leptynitiques mésocrates riches en biotite et en plagioclase, caractérisés par l'association : quartz-plagioclase-biotite-microcline.

Dans ces roches le feldspath potassique n'existe qu'en grandes plages (1 à 2 mm), représentant d'anciens phénocristaux. La mésotase est entièrement formée de biotite, de quartz et de plagioclase avec des minéraux hystérogènes. Le plagioclase est zoné avec n°pA (010) variant de 5° dans l'angle obtus à 20° dans l'angle aigu, dans les sections perpendiculaires à [100]. Sa composition est alors de An = 43 % au centre, et An = 17 % à la périphérie. Le plagioclase est souvent saussuritisé dans sa partie centrale.

c. GNEISS LEPTYNITIQUES « GRANITISÉS ».

A la base de la formation, les gneiss de Casemi prennent un aspect franchement granitique et des migmatites variées s'y développent. Le grain devient plus grossier (2 à 5 mm) comme le montre la figure 8, planche 16; le microcline est invariablement bien quadrillé; le plagioclase est de l'oligoclase acide limpide entouré de myrmékite ou de lisérés albitiques. La biotite forme de grandes lamelles sans entourage séricitique; mais surtout la muscovite apparaît sous forme de grands porphyroblastes disposés en travers de la schistosité, analogues aux porphyroblastes de muscovite II décrits dans les micaschistes de la zone de la sillimanite au chapitre II. En somme, au voisinage du domaine anatectique, les gneiss de Casemi ont entièrement recristallisé dans des conditions statiques.

Dans ces gneiss, la croissance de la muscovite II n'est pas métasomatique, comme elle l'est dans les micaschistes (cf. chap. II, p. 62). C'est ce que prouve en particulier l'absence d'une diminution du nombre des phases par rapport aux gneiss leptynitiques leucocrates étudiés ci-dessus. La recristallisation statique est liée à l'abondance de la phase aqueuse dans la trame des roches de la zone migmatique du tréfonds du Canigou cf. M. Fontailles, 1962).

(1) Voir page 97.

3. Composition chimique des gneiss de Casemi.

Neuf analyses chimiques de gneiss de Casemi sont réunies dans le tableau 50.

4. Nature et origine des gneiss de Casemi.

Les gneiss de Casemi comme les gneiss G₁ dont ils sont assez proches par leur composition chimique, n'ont pas une nature univoque. Le diagramme Si — (Na + K + Ca) — (Fe + Mg + Mn) de la figure 92 montre, en effet, que les analyses chimiques de ces gneiss tombent de part et d'autre de la ligne G-D.

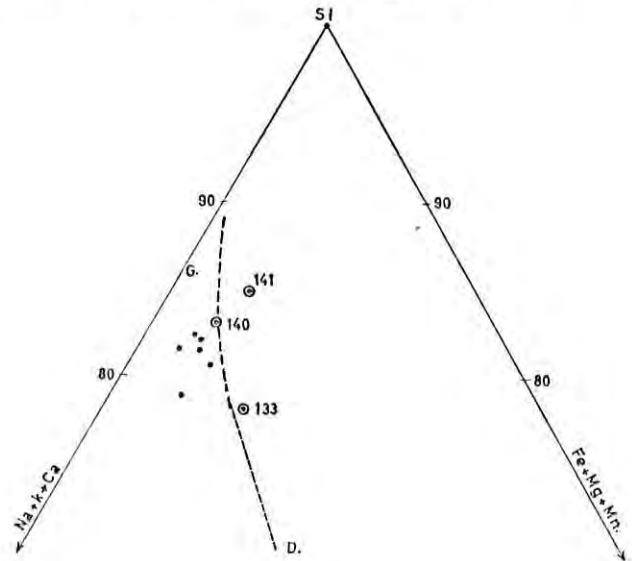


FIG. 92

Compositions chimiques des gneiss de Casemi reportées sur le diagramme Si — Na + K + Ca — Fe + Mg

Les points indiquent les orthogneiss, les points cerclés les paragneiss.

Il est évident que des paragneiss existent effectivement dans la formation des leptynites grises, comme l'ont montré les descriptions ci-dessus (leptynites rubanées). C'est typiquement le cas pour la roche correspondant à l'analyse 141 qui renferme 48 % de quartz normatif, et dont l'origine arkosienne est très probable car la teneur en alcalins y est faible. On peut penser, de même, que les analyses 140 et 133 qui tombent à droite de — ou sur — la ligne GA-D sont aussi celles de paragneiss arkosiens. Mais certaines leptynites à hornblende hastingsitique et microcline sont très probablement des orthogneiss (1). On peut se demander si la hornblende remarquable de ces roches ne serait pas une ancienne ferrohastingsite recristallisée. Cette possibilité est en effet signalée par A. Lacroix (1922).

TABLEAU 50. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS DE CASEMI

	133	134	135	136	137	138	139	140	141
SiO ₂	68,90	70,50	73,90	74,10	74,20	74,40	74,70	75,30	76,90
Al ₂ O ₃	13,90	14,90	13,40	13,10	11,40	12,20	11,80	12,40	10,70
Fe ₂ O ₃	1,30	0,00	1,00	0,00	1,30	2,30	0,60	1,70	0,70
FeO	4,40	2,15	0,90	1,65	1,60	1,30	1,40	1,60	2,30
TiO ₂	0,70	0,45	0,10	0,25	0,30	0,20	0,20	0,40	0,60
MnO	0,10	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00
MgO	1,10	0,90	0,00	0,55	0,30	0,10	0,80	0,10	0,10
CaO	1,40	1,70	1,90	1,30	1,30	1,50	1,50	1,70	1,50
Na ₂ O	3,30	3,80	4,10	3,70	3,10	3,60	3,40	3,60	2,00
K ₂ O	3,90	5,00	3,70	4,00	5,10	4,10	4,20	2,90	3,50
P ₂ O ₅	0,10	0,15	0,20	0,10	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20
H ₂ O +	1,00	0,20	0,50	0,50	1,40	0,20	0,90	0,40	1,40
H ₂ O -	-	0,05	0,05	0,05	0,05	-	0,10	-	-
	100,10	99,85	99,75	99,35	100,25	100,10	99,80	100,30	99,90
Si	65,55	65,75	69,65	70,10	70,90	70,30	74,70	71,30	74,90
Al	15,55	16,35	14,85	14,60	12,80	13,55	11,80	13,80	12,25
Fe ^{'''}	0,90	0,00	0,70	0,00	0,95	1,60	0,60	1,20	0,50
Fe ^{''}	3,50	1,65	0,70	1,30	1,25	1,00	1,40	1,25	1,85
Ti	0,50	0,30	0,05	0,15	0,20	0,15	0,20	0,30	0,45
Mn	0,10	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10
Mg	1,55	1,25	0,00	0,80	0,40	0,15	0,80	0,15	0,15
Ca	1,40	1,70	1,90	1,30	1,35	1,50	1,50	1,70	1,55
Na	6,10	6,85	7,45	6,75	5,75	6,60	3,40	6,60	3,75
K	4,75	5,95	4,45	4,85	6,20	4,95	4,20	3,50	4,35
P	0,10	0,10	0,15	0,05	0,15	0,15	0,20	0,10	0,15
<i>si</i>	317	342	416	424	434	417	431	435	525
<i>al</i>	37,6	42,5	44,4	44,1	39,2	40,2	40,0	42,2	42,9
<i>fm</i>	29,3	15,4	8,45	12,8	16,1	16,6	16,2	16,4	17,7
<i>c</i>	6,90	8,82	11,5	7,97	8,13	9,00	9,27	10,5	10,9
<i>alc</i>	26,1	33,3	35,7	35,1	36,5	34,2	34,4	30,8	28,4
<i>ti</i>	2,41	1,63	0,42	1,07	1,31	0,84	0,86	1,73	3,06
<i>p</i>	0,19	0,30	0,47	0,24	0,49	0,47	0,48	0,24	0,57
<i>k</i>	0,43	0,45	0,37	0,41	0,52	0,42	0,44	0,34	0,53
<i>mg</i>	0,25	0,40	0,00	0,35	0,16	0,05	0,42	0,05	0,05

TABLEAU 50. — COMPOSITION CHIMIQUE DES GNEISS DE CASEMI (suite)

	133	134	135	136	137	138	139	140	141
Quartz.....	27,65	23,2	32,30	32,70	34,00	35,15	34,55	39,25	47,80
Orthose.....	23,05	29,6	21,85	23,65	30,15	24,25	24,85	17,17	20,70
Albite.....	27,90	32,10	34,65	31,25	26,20	30,40	28,75	30,40	16,90
Anorthite.....	6,35	7,55	7,15	5,85	2,10	4,95	4,45	7,85	6,25
Diopside.....	—	—	0,95	—	2,70	0,80	1,45	—	—
Hypersthène.....	8,75	5,55	0,15	4,05	0,75	—	3,00	1,30	2,90
Corindon.....	1,90	0,45	—	0,50	—	—	—	0,45	1,30
Magnétite.....	1,85	0,00	1,45	0,00	1,85	3,30	0,85	2,45	1,00
Ilménite.....	1,30	0,85	0,20	0,47	0,55	0,40	0,40	0,75	1,15
Apatite.....	0,20	0,30	0,45	0,20	0,45	0,45	0,45	0,20	0,45
<i>p</i>	0,858	0,928	0,968	0,947	0,936	0,949	0,938	0,948	0,931
<i>q</i>	0,325	0,251	0,336	0,350	0,368	0,371	0,373	0,415	0,521
<i>r</i>	0,805	0,808	0,803	0,829	0,933	0,850	0,860	0,759	0,755
<i>s</i>	0,438	0,465	0,373	0,416	0,520	0,429	0,449	0,347	0,536
<i>h</i>	0,738	0,867	0,402	0,896	0,584	0,201	0,783	0,288	0,575
<i>k</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
<i>l</i>	0,977	0,943	0,608	0,946	0,654	0,699	0,788	0,931	0,891
<i>m</i>	0,310	0,429	0,000	0,375	0,252	0,122	0,507	0,101	0,072

NOTA.

133 : leptynite grise à petits yeux feldspathiques, sud-ouest du pic Joffre. — **134** : leptynite, rivière de la Llipodera, près de son confluent avec le Cadi. — **135** : gneiss leptynitique leucocrate, Bas Casemi. — **136** : leptynite, gorges du Cadi. — **137** : leptynite près du pic de Casemi de Dalt. — **138** : leptynite leucocrate, près du Pic de Casemi. — **139** : leptynite près du Pic de Casemi. — **140** : leptynite versant sud du pic de Casemi. — **141** : leptynite, rubanée, sous le pic Bas Casemi.
L'analyse 140 est celle d'une leptynite à ferrohastingsite.

On remarquera que les analyses 137 et 139, correspondant à des leptynites intercalées avec des orthogneiss à ferro-hastingsite, tombent précisément dans le domaine des orthogneiss de la figure 92. Les roches dont dériveraient ces orthogneiss pourraient être d'anciens granites ou microgranites, à moins qu'il ne s'agisse de laves ou tufs acides, hypothèse plus acceptable, si les gneiss de Casemi sont effectivement interstratifiés dans les micaschistes. Ces orthogneiss acides renferment aussi des termes de composition intermédiaire qui ont été décrits dans le chapitre III (cf. p. 96). Quant à la masse principale des gneiss de Casemi formée par les gneiss leptynitiques leucocrates, particulièrement homogènes au point de vue pétrographique, on est également tenté

de la considérer comme étant de nature orthogneissique. De fait, toutes les compositions chimiques de ces roches (analyses 134, 135, 136, 138 et 139 du tableau 50) tombent dans le domaine des orthogneiss granitiques de la figure 92 et il pourrait s'agir aussi d'anciennes roches volcaniques acides. Un caractère remarquable, propre aux orthogneiss de Casemi, est la présence fréquente du diopside dans la composition normative. Ceci traduit un déficit de Al_2O_3 par rapport à Ca O, et un excès de « chaux non feldspathisable », entraînant l'apparition d'un minéral ferromagnésien calcique : ce caractère chimique est fréquent dans les magmas acides alcalins.

II. LEPTYNITES INTERSTRATIFIÉES DANS LES MICASCHISTES DE BALATG

Il existe dans les micaschistes de Balatg des niveaux de leptynite acide ou de composition intermédiaire. Les leptynites acides sont très continues et jouent le même rôle que les marbres dans le synclinal de Py (cf. chap. IX, coupes de la fig. 146), mais on les retrouve également à l'est de la fenêtre de Balatg. Il s'agit en fait d'un véritable « horizon » occupant une position définie dans la série. La puissance de ce banc de leptynites claires varie de 5 à 20 mètres. Les leptynites de composition intermédiaire, en revanche, ne forme que des lentilles d'extension locale, sans continuité.

Au point de vue pétrographique les leptynites acides sont constituées par l'association : microcline-plagioclase acide-quartz-biotite-muscovite en proportions variables. Le tableau 51 donne quelques analyses modales de ces roches (a, b, c, d) dont le grain varie entre 0,03 et 0,5 millimètre en général, sauf quelques feldspaths de plus grandes dimensions qui sont d'anciens feldspaths.

TABLEAU 51. — COMPOSITION MINÉRALOGIQUE DE QUELQUES LEPTYNITES

	a	b	c	d	e
Quartz.....	41,6	29,2	40,0	41,8	31,5
Microcline.....	20,0	33,1	20,3	28,2	18,2
Plagioclase.....	32,8	30,6	22,9	26,9	25,0
Biotite.....	4,4	6,7	12,8	3,5	23,0
Muscovite.....	0,5	0,6	4,3	0,3	—
Divers.....	0,5	—	—	—	2,0
	99,8	100,2	100,3	100,1	99,7
L_{mm}	141	166	114	144	160

NOTA.

(L_{mm} = longueur intégrée en mm).

Le microcline, avec $-2V = 75$ à 85° , est toujours bien quadrillé et peu perthitique; le plagioclase est en général de l'albite qui renferme souvent des taches d'antiperthites dans les grandes plages; la biotite forme généralement de courtes lamelles non déformées et la muscovite de grandes lamelles plates. La structure est généralement granoblastique ou microlenticulaire, les plages étant ou non de contours engrenés. Les minéraux accessoires sont : apatite, tourmaline, zircon, sphène à centre d'ilménite, abondants dans certaines préparations.

Les leptynites de composition intermédiaire renferment les associations :

- microcline - plagioclase - biotite - muscovite - quartz;
- microcline - plagioclase - biotite - quartz;
- plagioclase-biotite-muscovite-quartz;
- plagioclase-biotite-quartz.

Les minéraux accessoires sont : zircon, apatite, sphène, allanite, épidote, minéraux opaques. Les plagioclases sont souvent zonés, la composition variant entre 20 et 40 % d'anorthite. Dans certaines roches la biotite est très abondante comme le montre l'analyse modale (e) du tableau 51. Ce ne sont plus des leptynites.

La composition chimique des leptynites acides et de composition intermédiaire est donnée dans le tableau 52.

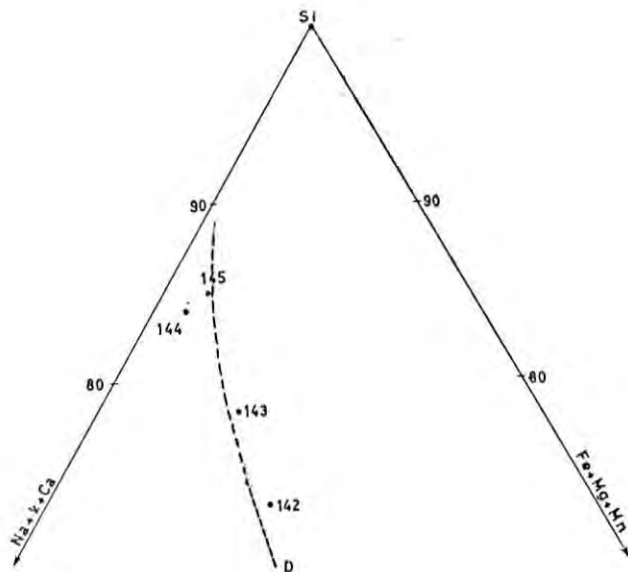


FIG. 93

Compositions chimiques des leptynites interstratifiées dans les micaschistes de Balatg reportées sur le diagramme Si — Na + K + Ca — Fe + Mg.

La nature des leptynites acides, qui constituent véritablement un niveau interstratifié, est assez claire d'après la composition chimique. Les roches 145 et 144 tombent à gauche de la ligne G-D, dans le domaine des arkoses acides ou des rhyolites, sur la figure 93. Ces roches dérivent probablement d'anciennes rhyolites ou d'anciens tufs acides (teneur en alcalins $> 6,5$ %).

TABLEAU 52. — COMPOSITION CHIMIQUE DES LEPTYNITES DE BALATG

	142	143	144	145		142	143	144	145
SiO ₂	60,70	65,80	76,00	77,10	si	202	281	475	508
Al ₂ O ₃	16,40	17,00	12,60	12,20	al	32,2	42,7	46,8	47,3
Fe ₂ O ₃	1,85	3,05	0,90	0,90	fm	38,5	25,7	8,72	11,4
FeO	5,85	0,95	0,40	0,90	c	12,3	10,3	7,37	5,65
TiO ₂	1,00	0,80	0,10	0,10	alc	16,8	21,3	37,5	35,7
MnO	0,05	0,05	0,10	0,00	ti	2,50	2,56	0,46	0,49
MgO	3,50	1,90	0,20	0,20	p	0,21	0,36	0,26	0,27
CaO	3,45	2,25	1,10	0,80	k	0,33	0,35	0,59	0,69
Na ₂ O	3,50	3,35	2,50	1,70	mg	0,45	0,47	0,21	0,17
K ₂ O	2,65	2,75	5,60	5,90	Quartz	14,50	28,65	37,60	42,55
P ₂ O ₅	0,15	0,20	0,10	0,10	Orthose	15,65	16,25	33,10	34,90
H ₂ O +	0,95	1,20	0,80	0,60	Albite	29,55	28,30	21,10	14,35
H ₂ O -	0,05	0,50	0,05	0,00	Anorthite	16,25	10,00	4,85	3,35
	100,10	99,80	100,45	100,50	Hypersthène	16,35	4,75	0,50	1,25
					Corindon	1,80	4,85	0,60	1,75
					Magnétite	2,65	0,90	1,30	1,30
					Hématite	—	2,45	—	—
					Ilménite	1,90	1,50	0,20	0,20
					Apatite	0,30	0,45	0,20	0,20
Si	57,10	62,70	72,00	73,40	p	0,767	0,848	0,972	0,953
Al	18,15	19,05	14,05	13,65	q	0,191	0,344	0,389	0,447
Fe ^m	1,30	2,20	0,65	0,65	r	0,592	0,698	0,851	0,881
Fe ⁿ	4,60	0,75	0,30	0,70	s	0,333	0,351	0,596	0,696
Ti	0,70	0,55	0,05	0,05	h	0,782	0,495	0,252	0,455
Mn	0,05	0,05	0,10	—	k	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	4,95	2,70	0,30	0,30	l	0,982	0,935	0,833	0,892
Ca	3,45	2,30	1,10	0,80	m	0,518	0,773	0,474	0,286
Na	6,35	6,20	4,60	3,15					
K	3,20	3,35	6,75	7,15					
P	0,10	0,15	0,10	0,10					

NOTA.

142 : gneiss plagioclasiq. à biotite. Roc de Balaguer (septum de Moscallo) sud de Py. — **143** : gneiss leptynitique, Terre Blanche, sud-est de Py. — **144** : gneiss leptynitique leucocrate; est de Py. — **145** : gneiss leptynitique leucocrate; Tounet, nord-est de Py.

Les leptynites de compositions intermédiaires forment des lentilles au voisinage immédiat des gneiss du Canigou. L'analyse chimique 143 est assez proche de l'analyse d'un gneiss G₃, par exemple de l'analyse 93 du tableau 41. De fait, la roche correspondant à l'analyse affleure dans les micaschistes au voisinage des gneiss G₃ formant le plancher des gneiss du Canigou dans la région de Py. La composition de cette roche tombe à

droite de la ligne G-D sur la figure 93 : elle pourrait donc dériver d'une roche résultant directement du remaniement du socle représenté par les gneiss G₃. D'ailleurs les analyses 143 et 142 tombent dans le domaine des grauweekes, ce qui s'explique si ces roches sont des arkoses dérivant du remaniement de roches qui ont la composition des gneiss G₃.