

## GRANITES OROGÉNIQUES ET GRANITES CRATONIQUES : réflexions sur un aspect fondamental de la géotectonique

J. LAMEYRE (\*), G. ROCCI (\*\*), et J. DIDIER (\*\*\*)

### RÉSUMÉ

La distinction entre granites orogéniques et anorogéniques est remplacée par une notion plus en accord avec les conceptions actuelles. Les granitoïdes orogéniques sont en relation directe avec l'orogénèse et ont participé à l'édification de l'orogène. Sur l'exemple varisque d'Europe occidentale, et accessoirement sur celui des orogènes précambriens de l'Ouest africain et alpins de l'Himalaya, sont présentés les caractères minéralogiques et chimiques, ainsi que le gisement, les enclaves et pour certains les propriétés physiques. Il s'en dégage une dualité entre monzogranites et granodiorites d'une part, leucogranites de l'autre, le magma parent de chaque groupe ayant une origine différente, profonde pour le premier, plus superficielle pour le second. On remarque au passage que les granitoïdes archéens se distinguent de leurs homologues plus récents par la prédominance des faciès relativement basiques et un rapport  $K_2O/Na_2O$  inférieur à 1.

A cet ensemble bien caractéristique, s'oppose celui des granites cratoniques qui ont largement contribué à la cratonisation de vastes panneaux continentaux, bien représentés dans le nord de la Mauritanie, et dont le gisement presque toujours superficiel avec enclaves polygonales de granites, microgranites et rhyolites largement associés, les particularités minéralogiques et chimiques avec prédominance des granites vrais et abondance des faciès alpins, en font un groupe original. On distingue également un second groupe, celui des plutons cratoniques du type « younger granites » de Nigeria, encore plus original par la structure des massifs, le caractère alcalin et hyperalcalin et l'absence au moins apparente de liaison avec une orogénèse. Ces plutons ont profité de la cratonisation régionale pour se mettre en place à la faveur de profondes cassures de distension, toujours très localisées.

En conclusion, la place de chaque groupe dans l'évolution géotectonique de la lithosphère est précisée.

### INTRODUCTION

Il est généralement admis que la mise en place des granitoïdes est liée plus ou moins directement à l'activité orogénique. Toutefois si cette liaison est évidente pour ceux que l'on nomme *orogéniques*, elle est moins claire, parfois même

---

(\*) Université de Paris-VI, Laboratoire de Pétrologie, 75230 Paris Cedex 05, France.

(\*\*) Université de Nancy-I, Laboratoire de Pétrologie, C.O. n° 140, 54037 Nancy Cedex, France.

(\*\*\*) Université de Brest, Laboratoire de Géologie, Brest Cedex, France.

inexistante pour les granitoïdes qualifiés d'*anorogéniques* (cf. les granites rapakivi, par exemple). Donc, *a priori* entre deux grands types de granitoïdes une opposition se manifeste, qui justifie une classification en deux ensembles dont le comportement face à l'évolution crustale est très différent. Mais, à la réflexion, cela est vrai surtout si l'on raisonne selon le concept classique du géosynclinal. En termes de tectonique des plaques, l'opposition s'atténue et pour certains auteurs ne se justifie plus. C'est qu'en réalité les choses ne sont pas si simples, la notion même d'orogénèse ayant évolué avec l'apport considérable des conceptions nouvelles sur l'évolution des continents et des océans.

Or précisément sur ce plan, une distinction fondamentale demeure possible entre les granitoïdes qui, quel que soit leur mode de mise en place, ont contribué à la cratonisation à grande échelle de vastes segments continentaux ou ont profité de celle-ci pour apparaître : *nous les appellerons granitoïdes cratoniques*, et ceux qui ont participé à l'édification de chaînes de montagne dans les secteurs mobiles de la croûte terrestre dont la forme très allongée s'opposant à la géométrie trapue des cratons, impose le nom de ceintures mobiles : *ces granitoïdes sont typiquement orogéniques*.

Nous voyons ainsi que la distinction introduite repose sur des critères de géométrie et d'échelle qui sont l'expression immédiate de propriétés géophysiques, plus que sur des notions de chronologie relative à des déplacements de matériel crustal. En posant le problème de cette manière, nous verrons qu'il est possible d'en proposer quelques solutions en termes de tectonique globale.

Revenant au premier groupe des granitoïdes cratoniques, nous constatons que deux ensembles très différents se trouvent réunis :

— Les granitoïdes du premier genre, dont les dimensions sont considérables et peuvent s'évaluer en dizaines de milliers de kilomètres carrés. Tous les boucliers précambriens en contiennent de nombreux exemples, mais nous choisirons pour illustrer ce type les granites cratoniques de Mauritanie septentrionale bien connus de deux d'entre nous (G. R., J. L.).

— Les granitoïdes du deuxième genre, de dimensions beaucoup plus modestes, circonscrits, intrusifs, souvent à structure emboîtée, mis en place dans les cratons continentaux à la faveur de cassures linéamentaires. Des exemples seront pris en Corse et en Afrique de l'ouest.

Pour illustrer le groupe plus classique des granitoïdes orogéniques, nous choisirons l'Europe occidentale varisque, en montrant qu'il existe des équivalents plus anciens (nous examinerons quelques granitoïdes précambriens) et plus récents (aperçu sur les granitoïdes alpins). Là aussi deux ensembles bien tranchés apparaîtront dont l'origine des magmas justifiera la dualité.

## LES GRANITOÏDES OROGÉNIQUES DE L'EUROPE OCCIDENTALE VARISQUE ET LEURS ÉQUIVALENTS DES OROGÈNES PRÉCAMBRIENS ET ALPINS

Il est préférable de s'adresser, pour l'étude de granitoïdes orogéniques, à des orogènes récents plutôt qu'à une chaîne ancienne, morcelée, disjointe et finalement peu lisible. Mais en Europe les granitoïdes de l'orogène alpin sont rares et, si l'on

excepte les très belles associations du Banat roumain (Giusca, Cioffica et Savu, 1966) et de la zone de Sredna Gora bulgare (Boyadjiew, 1967), nous n'avons rien de comparable aux masses considérables des plutons circumpacifiques. On trouve toutefois un avantage à l'étude des granitoïdes hercyniens. Elle est entreprise depuis fort longtemps et par des pétrographes qui étaient aussi et surtout des géologues pour lesquels les critères et les évidences de terrain comptaient beaucoup. Les observations que nous avons rassemblées sur ce sujet dans les pages suivantes ont été en partie présentées dans diverses publications citées en référence. Les anciens pétrographes français, et sans doute le premier Auguste Michel-Lévy (1874), ont ainsi distingué deux groupes de granitoïdes dont la différence saute aux yeux, celui des « granites » et celui des « granulites ». L'utilisation du terme de granulite pour désigner une roche granitique a été abandonnée, mais l'abandon du terme a entraîné une remise en question de la validité du groupe et de son émiettement. En même temps, le groupe des « granites » était lui-même disséqué et la distinction disparaissait. Le groupe des granulites se justifie pourtant par leur faible teneur en ferromagnésiens et en chaux, par l'absence d'enclaves basiques et la fréquence de loupes surmicacées, enfin par leur caractère autochtone ou parautochtone. Ainsi que l'écrivait l'un de nous (J. L., 1966) : « Il serait dans ces conditions dommage et arbitraire aussi, de supprimer ce groupe purement et simplement. » Le terme de leucogranite créé par Johannsen (1949) pour désigner les granites holo-leucocrates à deux feldspaths, un feldspath potassique et un plagioclase acide, tous caractères typiques des anciennes « granulites », a donc été proposé (Lameyre, 1966). La comparaison avec les anciens « granites », monzogranites, granodiorites, met en relief les différences qui justifient une distinction (Lameyre, 1966 ; Didier et Lameyre, 1969) entre un groupe des monzogranites et granodiorites et un groupe des leucogranites.

### 1. Caractères minéralogiques

Les granodiorites et granites monzonitiques à plagioclases intermédiaires ( $An_{50-10}$ ), hornblende verte quelquefois, clinopyroxène plus rarement, se distinguent aisément des leucogranites, à plagioclases acides ( $An_{20-0}$ ) souvent à musco-

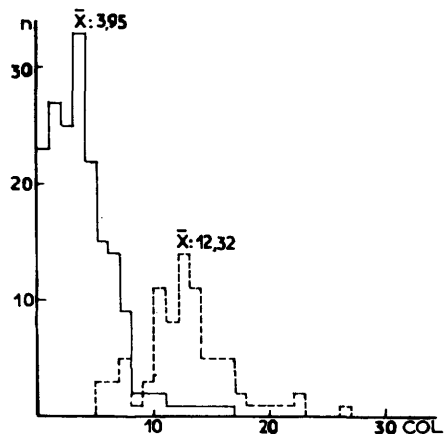


FIG. 1. — Histogrammes des indices de coloration [ $COL = 100 - (\text{quartz} + \text{feld})$ ] dans les leucogranites (traits pleins), les granodiorites et granites monzonitiques (pointillés).

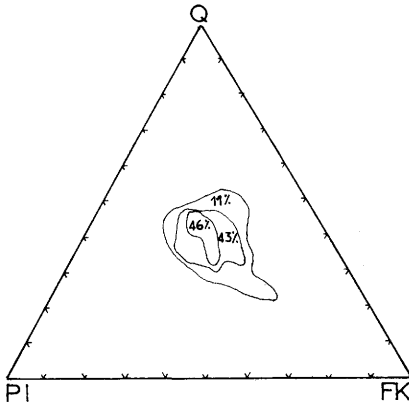


FIG. 2a. — Diagramme quartz-plagioclases-feldspath potassique pour les leucogranites.

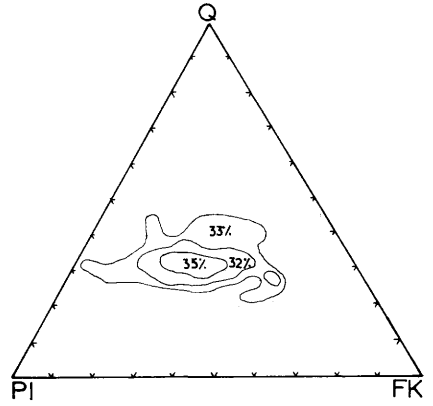


FIG. 2b. — Diagramme quartz-plagioclases-feldspath potassique pour les granodiorites et les granites monzonitiques.

vite (0-15 %), parfois à cordiérite, sillimanite ou andalousite et où la tourmaline est commune (tableau 1). Les uns et les autres contiennent évidemment des perthites et du quartz, parfois bipyramidé chez les leucogranites. Le caractère plus net est la teneur en minéraux colorés : l'histogramme (fig. 1) comportant 270 compositions dont 125 trouvées dans la littérature consacrée au Massif Central, et

TABLEAU I

	Compositions minéralogiques moyennes			
	Granodiorites et granites monzonitiques		Leucogranites	
	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif
Quartz	28,72	29,18	34,53	35,13
Feldsp. K	26,17	27,44	29,21	29,50
Plagioclase	32,75	31,84	25,42	25,13
Biotite + Chlor.	9,96	9,95	3,31	2,68
Hornblende	0,45	0,50	0	0
Cordiérite	1,14	0,52	0,29	0,30
Muscovite	0,60	0,20	6,66	6,59
Pyroxène	0,01	0,01	0	0
Apatite	n.d.	n.d.	0,29	0,26
Opaques	n.d.	n.d.	0,21	0,18
<i>Indices de Jung et Brousse</i>				
Sat	32,80	32	38,70	39,15
Col	11,56	10,98	3,81	3,16
Fel	44	46,28	53,46	53,99

rapportées à des « granites » intégrés au groupe des monzogranites et granodiorites ou à des « granulites » intégrées à celui des leucogranites, fait apparaître une coupure naturelle parfaitement nette entre 8 et 9 %. La répartition des compositions sur des diagrammes Qz-FK-Pl (fig. 2) fait également apparaître une différence fort nette, le groupe des leucogranites fortement condensé au centre du diagramme avec une teneur quasi constante en plagioclase (30 % pour près de la moitié des échantillons), s'opposant à celui des granodiorites et granites monzonitiques pour lequel la proportion de plagioclase est évidemment plus forte et variable alors que la proportion de quartz demeure voisine de 30 %.

**2. Caractères chimiques**

Les différences minéralogiques se traduisent sur les compositions chimiques (tableau 2), essentiellement pour les teneurs en ferromagnésiens, chaux et silice

TABLEAU 2

	Compositions chimiques moyennes			
	Granodiorites et granites monzonitiques		Leucogranites	
	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif	Moyenne générale	Moyenne des moyennes par massif
SiO <sub>2</sub>	67,91	67,15	72,03	72,99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,51	15,52	15,22	14,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	1,10	0,67	0,66
FeO	2,69	2,73	0,98	0,91
MgO	1,69	1,80	1,08	0,94
CaO	1,86	2,05	0,91	0,80
Na <sub>2</sub> O	3,31	3,32	3,35	3,32
K <sub>2</sub> O	4,13	4,20	4,42	4,39
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,40	0,15	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,22	0,25	0,27
MnO	0,05	0,05		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,83	0,94	0,74	0,75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,28	0,17	0,14
	99,75	99,76	99,97	99,98
Ni		<i>p.p.m.</i> 30		<i>p.p.m.</i> 21
Cr		59		49
Cu		26		20
Mo		0		0
Ag		0		2
Sn		16		26
Pb		17		17
U		9		n.d.

(cf. Didier et Lameyre, 1971, fig. 5 à 8). La plus grande homogénéité des leucogranites apparaît pour tous les composants considérés, sauf l'alumine. Sur un diagramme Qz-Ab-Or, la plus grande homogénéité de composition des leucogranites et leur caractère plus quartzeux apparaissent également, et ceci malgré le tassement entraîné par la remise à 100 de la somme Qz + Or + Ab, qui dépasse 90 % chez les leucogranites alors qu'elle n'atteint pas 80 % chez les monzogranites et granodiorites. En rassemblant les deux groupes on retrouve la disposition classique (Tuttle et Bowen, 1958) des compositions dans la région où se placent les différents minimums pour des pressions d'eau variables. Mais les leucogranites se placent à proximité des minimums pour de basses pressions d'eau, alors que les granodiorites et monzogranites se trouvent dans la région des minimums pour des pressions d'eau élevées (fig. 3).

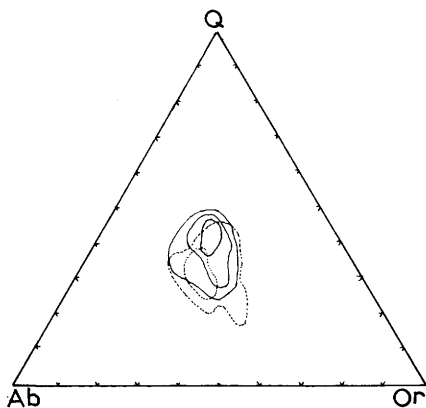
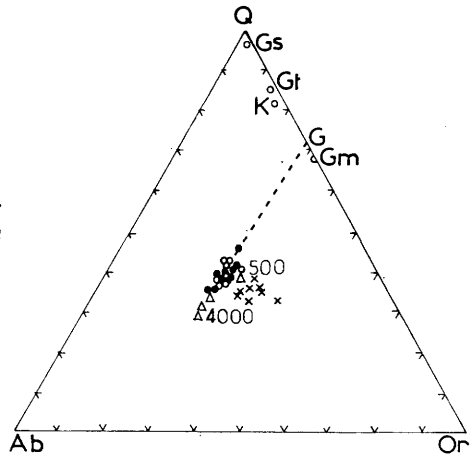


FIG. 3. — Diagramme quartz-albite-orthose normalisés. Leucogranites (traits pleins) : zone interne = 27 % des échantillons ; zone médiane = 33 % ; zone externe = 40 %. Granites monzonitiques et granodiorites (pointillés) : zone interne = 31 %, zone externe = 69 % (J. Didier et J. Lameyre).

Est-il possible de tirer de cette répartition des conclusions sur les conditions de génération des magmas ? Hall (1971b) a mis en évidence sur le diagramme Qz-Ab-Or une répartition des compositions des granitoïdes calédoniens et alpins, au voisinage des minimums de haute pression, alors que les granitoïdes hercyniens viennent se placer près des minimums de basse pression. Il a relié cette répartition aux caractères des métamorphismes dans ces orogènes, de haute pression pour les métamorphismes alpins et calédoniens, de basse ou moyenne pression pour les métamorphismes hercyniens, ceci dans l'optique d'une génération des magmas par fusion de matériaux sialiques au cours de ces métamorphismes. Cette répartition traduit essentiellement la *dominance des monzogranites, granodiorites et tonalites dans les plutons calédoniens et alpins et, au contraire, la fréquence des leucogranites dans l'orogène varisque*. La position des compositions au voisinage de celle des minimums granitiques pour des pressions d'eau modérées, de l'ordre de 1 kb semble en effet très caractéristique des leucogranites (fig. 4). Or elle est peu compatible avec la présence de muscovite en phase primaire, le caractère subsolvus de la cristallisation des feldspaths alcalins, l'association quartz-muscovite-sillimanite fréquente dans les loupes surmicacées qu'ils renferment, tous éléments indiquant une pression d'eau égale ou supérieure à 3,5 kb. Une autre caractéristique

FIG. 4. — Diagramme Q-Ab-Or (normes) pour les leucogranites d'Echassières (cercles), de la Pierre-qui-Vire (points noirs) et les granites du sud-ouest de l'Angleterre (croix). G, greisen idéal formé, selon la réaction proposée, à partir d'un granite ayant la composition du minimum pour 4 kb ; Gm, greisen micacé naturel ; Gt, greisen à topaze naturel ; Gs, greisen quartzeux naturel ; K, granite kaolinisé naturel (d'après Hall).



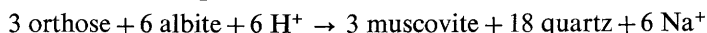
des leucogranites est de présenter les marques d'une hydrolyse génératrice de zones kaolinisées et greisénisées d'une fréquence et d'une intensité beaucoup plus grandes que dans les granodiorites et monzogranites. Le cortège de filons pegmatitiques et quartzeux est également beaucoup plus développé autour des massifs leucogranitiques. Ce sont là des témoins de l'émission d'une phase fluide abondante en fin de cristallisation.

### 3. Variations de composition liées aux phénomènes deutériques

La modification des compositions chimiques des leucogranites par les phénomènes deutériques est une évidence, dans le cas de la kaolinisation et de la greisénisation. La *kaolinisation* qui se développe à l'apex et sur les bords des massifs leucogranitiques en affectant également leur environnement ne modifie pas les structures des roches où les quartz et les muscovites demeurent, ce qui établit qu'elle s'est produite sans modification du volume. Or elle entraîne une diminution considérable de la densité qui passe de 2,6 g/cm<sup>3</sup> pour les leucogranites non affectés à 1,9 g/cm<sup>3</sup> pour les leucogranites kaolinisés (Lameyre, 1966). La comparaison de la composition de deux volumes égaux, fait apparaître une perte de matière de 30 % environ, correspondant à la totalité des alcalins des feldspaths et aux deux tiers du silicium qu'ils contenaient.

La *greisénisation* est encore un phénomène caractéristique des leucogranites. Elle est moins strictement localisée que la kaolinisation dans les zones apicales et marginales des massifs et affecte également leurs régions internes sous la forme de bandes centimétriques le long des joints ou de boules à l'intersection des fissures. Contrairement à ce qui se passe dans les leucogranites kaolinisés, les limites des quartz, micas et feldspaths primaires se fondent dans les leucogranites greisénisés et leur structure primaire est presque totalement effacée. Toutefois la localisation des greisens ne laisse aucun doute sur la nature du matériel parent. La plupart des greisens ont une composition voisine de 60 % de quartz et 40 % de micas blancs comparée à la composition des leucogranites parents, la composition des greisens ne montre pas de variation considérable des proportions de Si, K, Al, mais elle est pratiquement privée de Na (Lameyre, 1966, 1973b ; Hall, 1971a, 1973).

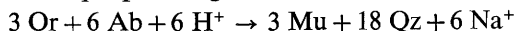
A la différence de ce qui se produit dans le processus de kaolinisation, le silicium mobilisé par la destruction des feldspaths n'est pas évacué. Le potassium se fixe dans les micas. La composition des greisens micacés naturels s'explique par une transformation des feldspaths, dont le bilan global peut s'écrire :



(Lameyre, 1966 ; Hall, 1971).

Appliquée au minimum pour 4 kb H<sub>2</sub>O, cette réaction conduit à une composition « G » proche de la composition réelle « Gm » (fig. 4). Toutefois, les compositions des greisens naturels à topaze (Gt) et les greisens siliceux (Gs) traduisent un lessivage de K<sup>+</sup>.

Ces observations ont des conséquences qu'il serait grave de négliger. En effet les modifications introduites par la kaolinisation et la greisénisation sont beaucoup trop évidentes pour que les compositions soient interprétées en termes de minimums et de pressions d'eau. Toutefois les leucogranites incomplètement greisésés se rapprochent du minimum à sec. Le phénomène de *muscovitisation*, beaucoup plus discret dans ses effets est pratiquement général dans les leucogranites. A côté de muscovites en inclusion dans les phénocristaux de quartz et d'orthose ou interstratifiées avec les biotites et à ce titre considérées comme primaires, existent des muscovites souvent en associations avec le quartz, qui remplacent les feldspaths. D'autres muscovites, en proportion mineure, remplacent la cordiérite ou les silicates d'alumine quand ils existent. Mais le plus souvent l'attribution de muscovite à une phase précoce ou tardive de la cristallisation est subjective. Toutefois les compositions minérales des leucogranites montrent dans un même massif, comptées ou calculées à partir des analyses chimiques, ou d'un massif à l'autre des variations qui ne sont pas erratiques (fig. 5) et vont dans le même sens que la greisénisation. Les proportions de quartz et de muscovite augmentent parallèlement aux dépens de la proportion de feldspaths, ce qui conduit à proposer, pour la muscovitisation, la même réaction globale que pour la greisénisation, à savoir



(Lameyre, 1966).

La muscovitisation (et ses effets) permet de comprendre le fait que Chayes (1952) avait souligné sans en donner d'explication : les granites riches en muscovite sont également riches en quartz. Elle permet enfin de concilier deux caractéristiques contradictoires des leucogranites à muscovite. La première est l'existence de muscovite primaire qui suppose des conditions compatibles avec la stabilité de ce minéral en présence de SiO<sub>2</sub> en excès, conditions également compatibles avec la cristallisation subsolvus des feldspaths. La seconde est le grand excès d'aluminium (jusqu'à 5 % de corindon normatif) qui suppose une surchauffe incompatible avec la cristallisation de la muscovite en phase primaire (Evans, 1965). Si cet excès est dû, pour l'essentiel, à un lessivage différentiel des alcalins, le problème posé en d'autres termes peut trouver une solution. La réaction proposée, appliquée à un granite à composition de minimum pour une pression d'eau de 4 kb déplace sa position sur un diagramme quartz-albite-orthose, en direction du côté quartz-orthose, jusqu'à la position d'un greisen. Mais avant d'en arriver là, les positions des minimums pour de faibles pressions d'eau sont atteintes. En d'autres termes, le lessivage de Na<sup>+</sup>, lié à la transformation des feldspaths en quartz + muscovite imite sur un diagramme Qz-Ab-Or, l'effet d'une diminution de la pression d'eau. Cet « effet muscovite » (Lameyre, 1966) rend dangereuse la tentative de déduire de la position relative des minimums artificiels et des granites naturels les conditions



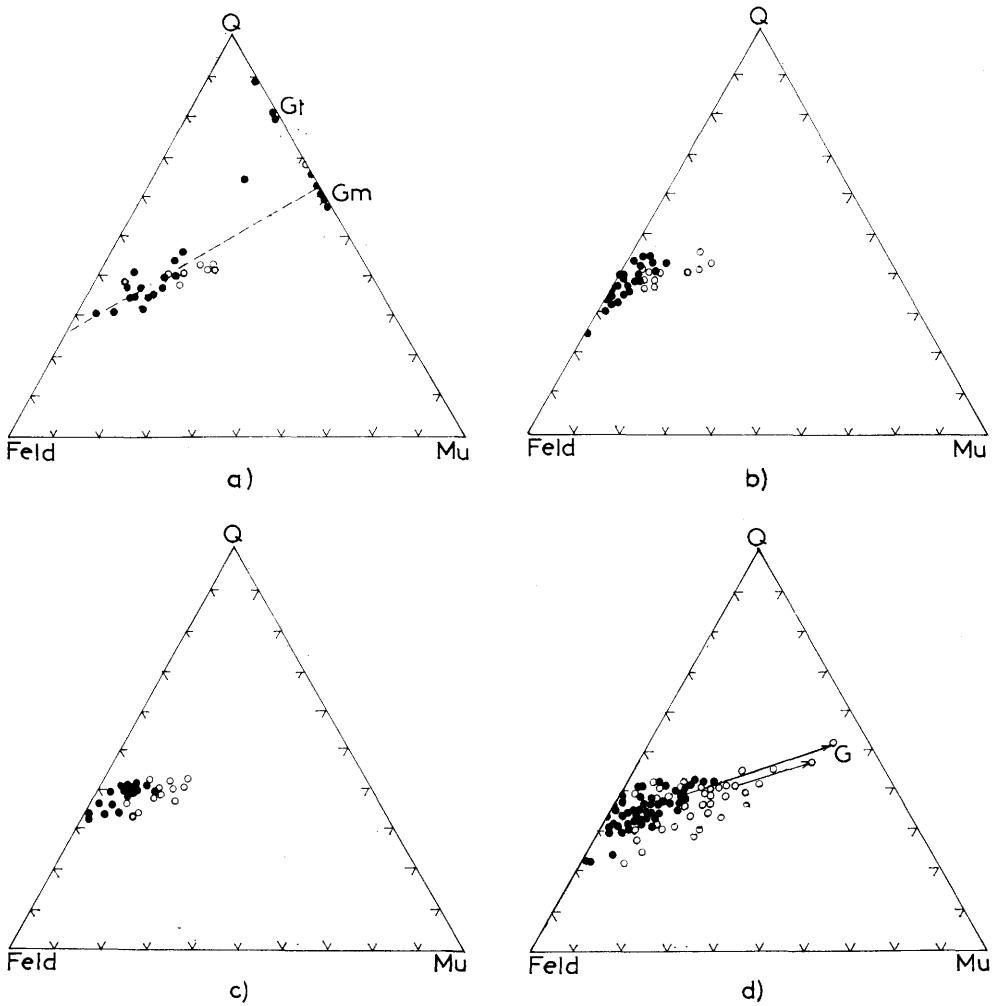


FIG. 5. — Diagramme quartz-feldspath-muscovite, établi à partir des normes (cercles) et des modes (points noirs) pour les massifs leucogranitiques d'Echassières (a), de la Pierre-qui-Vire (b), de la Margeride (c) et du Millevaches (d); G, granites greisenisés reliés aux granites parents.

physiques de production du magma générateur de ces derniers. Il intervient sans doute dans le groupement des compositions des granites naturels à proximité des minimums pour de faibles pressions d'eau, groupements qui ont conduit Tuttle et Bowen (1958) à conclure que les magmas granitiques sont rarement saturés en eau et que leur origine par fusion de sédiments hydratés est peu probable.

Pour juger des conditions de production des magmas générateurs des grani-toïdes le simple report sur un diagramme élémentaire, faisant intervenir seulement trois constituants, ne peut donc remplacer l'analyse des paragenèses, des enclaves, des conditions de gisements, des caractéristiques de l'environnement géologique.

TABLEAU 3. — Propriétés physiques des granitoïdes du Massif Armoricain (d'après Weber, 1973)

	Nbr. éch.	Densité moyenne (g/cm <sup>3</sup> )	Densité maximale (g/cm <sup>3</sup> )	Densité minimale (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilité volumique moyenne (10 <sup>-6</sup> uém)	Susceptibilité maximale (10 <sup>-6</sup> uém)	Susceptibilité minimale (10 <sup>-6</sup> uém)
<i>Granites hercyniens</i>							
Leucogranite à deux micas ou à muscovite seule	29	2,62	2,69	2,49	4,97	15	< 2,5
Granite à biotite	32	2,64	2,75	2,59	168,62	1 400	1,8
<i>Granites cadomiens ou calédoniens</i>							
Granites	25	2,66	2,71	2,59	62,76	555	< 2,6
Orthogneiss	32	2,57	2,63	2,53	—	—	—

#### 4. Propriétés physiques des leucogranites et des monzogranites et granodiorites

L'étude réalisée par Weber (1973) sur le socle de la partie méridionale du bassin de Paris, calée sur des observations faites à l'affleurement dans le Massif Armoricain en limite du bassin, fait apparaître les leucogranites comme de bons marqueurs tant par leur faible densité que par leur très faible susceptibilité magnétique, propriétés qui les distinguent encore une fois nettement des monzogranites et granodiorites (tableau 3).

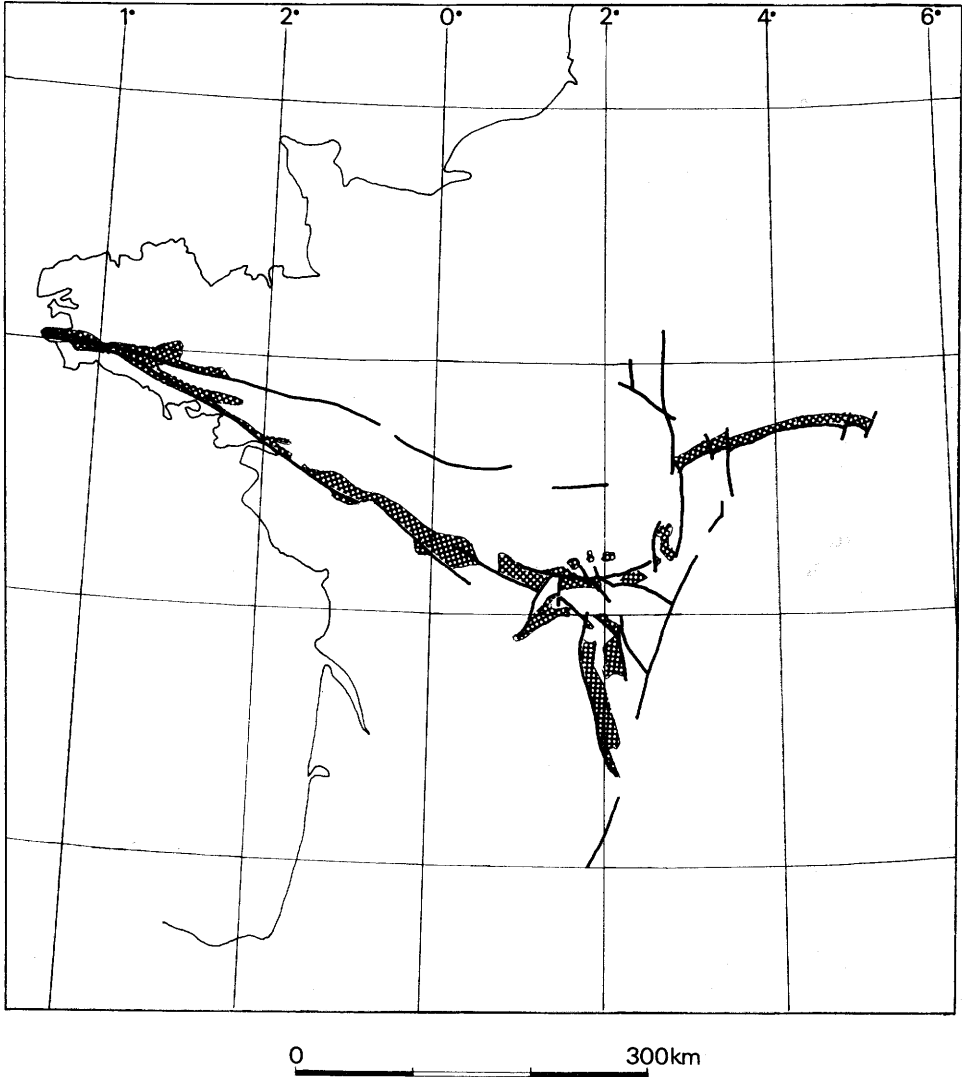


FIG. 6 (d'après Weber, 1973).

Ces caractéristiques ont permis de suivre sous le détroit du Poitou la bande sud armoricaine de Bressuire qui apparaît presque jointive avec les massifs à l'affleurement dans la Marche au nord-ouest du Massif Central. De la même manière, les affleurements très localisés d'Avallon appartiennent à une longue bande ouest-est qui prolonge probablement, après un décrochement senestre de plus de 50 km, l'alignement de la Marche. En cumulant les segments mis ainsi en évidence, on arrive à l'image d'une bande leucogranitique de plus de 700 km (fig. 6) d'extension et large seulement de 10 à 30 km. Au niveau de la Marche cette bande bifurque et donne vers le sud la branche du Limousin et du Millevaches, enveloppant ainsi le môle ancien du Massif Central que J. Jung a appelé le noyau Arverne. Les granitoïdes du groupe des monzogranites et granodiorites présentent des alignements beaucoup moins marqués, à l'exception de l'axe granodioritique de Thouars qui, à 10 km au nord de l'axe leucogranitique de Bressuire-chaîne de la Marche, forme un alignement de près de 200 km sur 10 km de large et, à un moindre degré, de celui de Saumur long de 100 km.

### 5. Gisement et enclaves

Les granitoïdes du groupe des monzogranites et granodiorites sont très largement représentés dans l'orogène hercynien — aussi bien dans les noyaux précambriens recouverts en discordance par des sédiments paléozoïques que dans les séries de schistes cristallins comportant en partie du moins des terrains paléozoïques transformés. Leur mise en place s'est effectuée à des niveaux très variés, depuis la mésozone jusqu'à la couverture dévonodinantienne. Cette couverture, dans le noyau arverno-vosgien est en grande partie constituée par des roches volcaniques d'affinité essentiellement calcoalcaline ou par des sédiments volcano-détritiques (Didier et Lameyre, 1974). On a là une association très commune dans les orogènes récents. Les granodiorites et monzogranites installés dans la couverture y développent un métamorphisme de contact très marqué, le plus souvent dans le faciès des cornéennes à hornblende, le faciès des cornéennes à pyroxènes n'étant atteint que rarement, et seulement à l'intérieur des intrusions dans des enclaves de petite dimension. Les bordures figées sont très marquées, avec des types microgrenus aphyriques ou porphyriques qui dans le passé ont été en général considérés comme des filons marginaux tardifs. Cependant, des fragments de ces bordures figées existent en enclave dans les massifs. Ce sont les *enclaves microgrenues claires* (Didier, 1964). Elles coexistent avec des enclaves de cornéennes prélevées sur les formations environnantes et, surtout avec des enclaves *microgrenues sombres* de compositions intermédiaires ou basiques. Ces enclaves sombres sont connues dans les monzogranites de tous les âges. Il n'y a pas si longtemps on y voyait la preuve de l'efficacité des phénomènes endomorphiques et l'étude de A. Lacroix sur leur nature et leur répartition dans le massif du Querigut faisait autorité (Lacroix, 1899 et 1900). La démonstration de leur nature magmatique est récente et, dans le massif de Querigut lui-même, les travaux de J. Marre (1970) et J. Leterrier (1972) démontrent que, depuis les cortlandites jusqu'aux tonalites ou granodiorites, les enclaves du Querigut constituent une série différenciée, et ne doivent rien à une contamination par les niveaux sédimentaires au niveau de l'intrusion.

Le gisement des leucogranites est bien différent. Tout d'abord on ne les trouve jamais en intrusion dans la couverture paléozoïque des noyaux anciens. Quelques-uns sont installés dans des granitoïdes, la plupart dans des schistes cristallins méso-

zonaux ou à la limite inférieure de l'épizone, et plus particulièrement dans de longs chenaux de micaschistes à composition de shales et de grauwackes, alternativement fins et alumineux et quartzo-feldspathiques et plus grossiers, dénotant une rythmicité marquée de la sédimentation.

A l'échelle régionale on constate que la localisation des leucogranites est réglée par la juxtaposition de ces ceintures micaschisteuses et de roches attribuées au socle, gneiss nébulitiques, ou gneiss œillés (Didier et Lameyre, 1971).

A la plus stricte localisation des leucogranites s'ajoute, pour les différencier des monzogranites et des granodiorites, leur *caractère autochtone ou parautochtone*. Dans le massif de grande dimension de Millevaches, il est possible de voir que les leucogranites possèdent un plancher correspondant sensiblement à la limite de stabilité de la muscovite et apparaissent alors en mobilisés dans des kinzigites. Au-dessus de ce plancher les panneaux de micaschistes à muscovite-biotite-sillimanite, cordiérite et/ou almandin sont encore très abondants, leur mobilisation très intense, et les limites entre ces panneaux et les leucogranites très floues. Le passage entre cette région basale où les leucogranites se comportent en mobilisés autochtones ou parautochtones et la région supérieure du massif où ils se comportent de manière intrusive est transitoire. Les enclaves surmicacées, abondantes près du plancher, deviennent plus rares. Près du contact supérieur avec les micaschistes, elles coexistent avec des enclaves souvent de grande dimension, anguleuses et où ne se manifeste pas de mobilisation. A ce niveau la sillimanite est absente ou coexiste avec l'andalousite. Des contacts nets peuvent être observés, avec, du côté des leucogranites, apparition de structures aplitiques ou aplito-porphyriques (Lameyre, 1966). Ces bordures figées sont beaucoup moins continues et beaucoup moins faciles à discerner que les bordures microgrenues des monzogranites et des granodiorites. Les contacts supérieurs sont souvent compliqués par un refoulement des micaschistes de couverture, dont la foliation se trouve accordée aux limites des massifs. Les leucogranites eux-mêmes sont schistosés et déformés. Pour les massifs de plus faible dimension où le plancher migmatitique n'est pas apparent, l'absence d'enclaves basiques, la présence d'enclaves surmicacées, la similitude des types de bordure, et enfin, des paragenèses, permettent de proposer le même schéma d'ensemble.

Le gisement des leucogranites diffère de celui des granodiorites et monzogranites par une localisation plus précise dans l'orogène, et surtout par un déséquilibre plus faible avec leur environnement. Ce dernier caractère qui traduit une *faible mobilité verticale* (Lameyre, 1973b) doit être relié à l'intensité des phénomènes d'hydrolyse qui traduit la présence d'une abondante phase fluide en fin de cristallisation. Etant donné que les leucogranites ont une composition proche de celles des minimums, une saturation en eau peut en effet rendre compte de leur faible mobilité verticale par la coïncidence du solidus et du liquidus de ces minimums qu'elle entraîne, coïncidence qui s'accompagne d'une cristallisation pour une baisse de pression limitée. Un autre élément d'appréciation va dans le même sens. Les leucogranites ne montrent pas les orientations fluidales, l'émiettement des enclaves, les inversions de zonation des plagioclases si fréquents chez les monzogranites et les granodiorites et qui témoignent du brassage du magma de faible viscosité. Cependant les données expérimentales (Sabatier, 1959 ; Shaw, 1964 ; Burnham, 1963 ; Carron, 1969) montrent que la viscosité d'un liquide granitique décroît quand la teneur en eau augmente, à température égale. En réalité, le report de ces données dans l'espace *PT* (Lameyre, 1973b) par rapport au solidus des minimums met en évidence

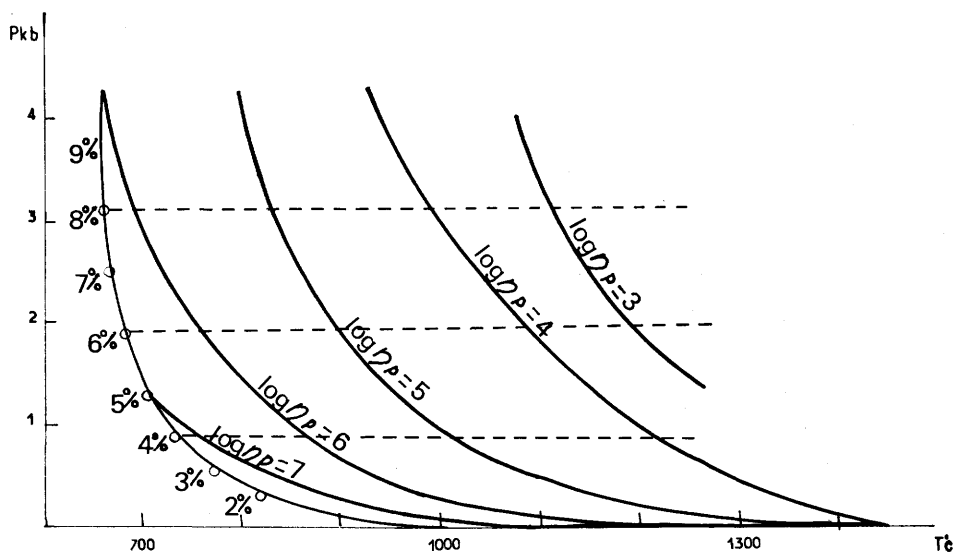


FIG. 7. — Courbes d'égal viscosité des composés granitiques au-dessus de leur solidus dans l'espace P. T. Données extraites de Carron, Burnham, Shaw et Sabatier. Teneurs en eau des minimums pour les différentes conditions d'après Tuttle et Bowen.

l'influence relative de la surchauffe et de la teneur en eau sur la viscosité (fig. 7). Or, rien dans la composition minérale des leucogranites ni dans leur gisement n'indique l'intervention d'une surchauffe.

## 6. Origine des magmas et dualité des granitoïdes orogéniques

Après une époque marquée par l'idée que les magmas générateurs des granitoïdes provenaient, dans leur ensemble, de la fusion de sédiments, la période actuelle fait intervenir essentiellement les processus de fusion de croûte océanique ou de manteau hydraté. L'association commune des granitoïdes calco-alcalins (granodiorites, monzogranites, tonalites) à des séries volcaniques calco-alcalines et la localisation de ces associations dans les marges continentales actives et les arcs insulaires justifient ce point de vue. La présence constante d'enclaves basiques va dans le même sens et il est illusoire de rechercher l'origine de ces granitoïdes dans leur environnement immédiat. Mais pour les leucogranites le problème ne se trouve pas posé dans les mêmes termes. Leurs caractéristiques minéralogiques, leurs enclaves, leur gisement n'indiquent pas une origine aussi lointaine. Elles s'accordent pour situer cette origine dans les conditions de la mésozone à des températures de l'ordre de 700 °C pour des pressions d'eau au moins égales à 3,5 kb (Lameyre, 1966), c'est-à-dire à des profondeurs de l'ordre de 20 km — pour un gradient conforme à la suite andalousite-sillimanite et à l'association muscovite quartz-sillimanite. La récente étude de Huang et Wyllie (1973) sur un leucogranite à muscovite du Nord Dakota les conduit à proposer, en fonction d'un modèle d'Oxburgh et Turcotte, une fusion des grauwackes supportées par une plaque en

subduction et entraînées avec elles. La fusion peut intervenir dans deux régions. D'une part aux environs de 20 km, l'eau des sédiments permettant la fusion dans les conditions minimales, d'autre part entre 60 et 90 km, la destruction de la muscovite fournissant alors l'eau nécessaire à l'abaissement de la température du solidus jusqu'aux conditions autorisées par le gradient proposé. Dans ce dernier cas, la fusion intervient au-dessous de la croûte continentale, et produit un liquide plus froid que la partie du manteau située au-dessus de la zone de fusion. La traversée de cette région de la lithosphère par le liquide entraînerait sa surchauffe, et lui permettrait d'atteindre des niveaux superficiels. La fusion d'un matériel métasédimentaire à grande profondeur est d'un grand intérêt, et constitue un modèle vraisemblable pour l'origine des ignimbrites, mais il s'accorde mal avec les paragenèses et surtout avec le gisement des leucogranites pour lesquels la fusion à profondeur modérée est suffisante.

On est amené à proposer comme explication à la dualité des granitoïdes orogéniques, une dualité d'origine et « on arrive à une conception polygéniste qui n'est plus celle de H. H. Read mais s'exprime de la même manière : il y a granites et granites » (Lameyre, 1973a). Ceci est d'ailleurs vrai pour les leucogranites eux-mêmes et il faut se garder de considérer que tous proviennent de la fusion partielle de matériel sédimentaire terrigène. Les petits stocks tardifs de leucogranites, liés aux granodiorites et aux monzogranites, sont manifestement des produits de différenciation.

Les granites archéens sont très abondants en Mauritanie, au Liberia et en Côte-d'Ivoire occidentale. En Mauritanie ils envahissent les séries catazonales à mésozonales archéennes au point de n'en laisser subsister à l'extérieur d'un nucléus gneissique centré sur l'Amsaga et le Tiris (entre Akjoujt et Ford Gouraud) que des septas. Il y a une vingtaine d'années, l'âge de ces formations était inconnu, et les premiers auteurs les ont désignés sous l'appellation de « granites anciens » (Blanchot, 1955 ; Rocci, 1957 ; Sougy, 1960 ; Barrère, 1967, etc.). Dans l'ensemble ce sont des granitoïdes très hétérogènes, généralement concordants avec les gneiss, souvent migmatitiques et déformés. Les faciès dioritiques, granodioritiques et monzonitiques prédominent, riches en enclaves xénolitiques et basiques. Cependant, il existe également des massifs plus restreints, circonscrits, leucocrates à muscovite, pauvres en enclaves. Nous retrouvons ainsi, *grosso modo*, les deux ensembles définis dans les granitoïdes orogéniques varisques. Leur composition chimique est intéressante. Bien que nous ne disposions que de quelques dizaines d'analyses, ce qui est dérisoire pour un volume aussi considérable de matériel hétérogène, on note que la plupart sont calcosodiques avec un rapport  $K_2O/Na_2O$  nettement inférieur à 1 (tableau 6). Seuls les leucogranites à muscovite ont une teneur en  $K_2O$  supérieure à  $Na_2O$ . La teneur en ferro-magnésiens varie de 10 % pour les diorites à 3 % pour les granites à biotite, tandis qu'elle est inférieure à 2 % pour les leucogranites à deux micas. Par rapport aux granitoïdes varisques, la « fourchette » des teneurs en ferromagnésiens pour les deux groupes est très comparable. En revanche, nous voyons que les granitoïdes archéens les plus communs ont un rapport  $K_2O/Na_2O$  inférieur à 1 alors qu'il est systématiquement supérieur à 1 dans les granitoïdes varisques (cf. tableau 2). Cette observation est très importante, car elle a été largement confirmée par les études géochimiques statistiques dans d'autres parties du monde. *Les granites archéens sont résolument plus riches en soude qu'en potasse.* On peut attribuer cette particularité à la relative minceur de la croûte continentale aux temps primitifs (Engel *et al.*, 1974).

TABLEAU 4. — Analyses de granitoïdes archéens de Mauritanie

N°	69 <sup>(a)</sup>	70	82	127	128	145	188	219	227	234
SiO <sub>2</sub>	72,50	75,40	72,60	73,10	73,80	74,90	66,10	68,98	71,80	66,60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	14,72	14,00	14,60	14,25	14,00	16,60	17,60	15,45	14,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,01	0,60	1,20	0,90	0,50	2,70	0,17	0,70	2,77
FeO	0,45	1,28	1,15	0,50	0,15	0,95	1,85	1,99	1,95	2,80
MgO	0,15	0,26	0,05	0,45	—	0,05	1,45	0,97	0,55	1,02
CaO	1,60	0,99	1,25	1,60	2,40	0,90	3,35	2,35	2,45	3,88
Na <sub>2</sub> O	5,95	3,87	4,65	4,58	4,90	4,55	5,10	4,95	5,70	3,47
K <sub>2</sub> O	2,80	2,97	5,10	2,76	3,65	4,35	2,30	1,73	1,35	1,95
TiO <sub>2</sub>	0,10	—	0,25	0,25	0,15	0,10	0,50	0,30	0,35	0,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,15	—	—	0,04	0,20	—	0,15	0,44
H <sub>2</sub> O tot.	0,60	0,77	0,95	0,95	0,35	0,50	0,55	0,58	0,55	0,48
Total	99,90	100,27	100,75	99,99	100,55	100,84	100,70	99,62	101,00	99,93 <sup>(b)</sup>

(a) Les numéros sont ceux des analyses du Bulletin no 27, *Service géol. et Prosp. minière*, Dakar, 1958, d'où sont extraites les données du tableau.  
 (b) Y compris autres constituants = 1,73.

69. Leucogranite à biotite et muscovite. Tijirit.  
 70. Leucogranite à muscovite. Tijirit.  
 82. Granite à biotite et muscovite. Ouassat.  
 127. Granite à biotite. Amsaga.  
 128. Granite à chlorite et épidote. Amsaga.  
 145. Granite orienté à biotite. Ghallaman.  
 188. Granite calco-alcalin à biotite et amphibole. Ghallaman.  
 219. Granodiorite à biotite. Amsaga.  
 227. Granodiorite à biotite. Ghallaman.  
 234. Granodiorite à biotite. Ghallaman.



Quant à l'origine des granitoïdes archéens de Mauritanie, leur liaison avec les gneiss du faciès amphibolite profond et les migmatites autorise à la chercher dans l'anatexie des séries métamorphiques encore que les faciès dominants quartzofeldspathiques (quartzites, leptynites) et basiques (amphibolites, gneiss à amphibole et pyroxène) ne se prêtent guère à l'élaboration de magmas anatectiques.

En Côte-d'Ivoire, les granitoïdes ont été soigneusement étudiés du point de vue régional (Arnould, 1961), géochronologique (Bonhomme, 1962), géotectonique (Tagini, 1971) et géochimique (Casanova, 1973). A l'est de l'accident profond de la Sassandra, la plupart de ces granitoïdes appartiennent à l'orogénèse éburnéenne datée du Protérozoïque inférieur (2 100-1 800 m.a.). Suivant une interprétation reposant sur le concept de géosynclinal, M. Arnould a introduit pour la première fois la notion de granites orogéniques s'opposant à des granites cratoniques. D'après cet auteur, les premiers sont localisés à proximité ou à l'intérieur des zones géosynclinales birrimiennes, tandis que les seconds affleurent dans les domaines intermédiaires où la présence d'un socle antébirrimien (migmatites) est supposée. Ce schéma a été repris par Raguin (1970, p. 34). Nous le rejetons pour des raisons que l'on comprendra mieux après avoir lu le chapitre suivant. Mais, dès maintenant, nous considérons que cette dualité n'est pas celle qui oppose des zones géosynclinales, donc mobiles, à des zones cratoniques, donc rigides, car l'ensemble des granitoïdes éburnéens de Côte-d'Ivoire est orogénique. En revanche, il est vrai que les caractéristiques de ces deux ensembles sont assez tranchées. Dans le groupe « géosynclinal » on trouve des granites orientés syncinamétiques à muscovite, tandis que dans le « groupe cratonique » dominant les granitoïdes migmatitiques, à composition de diorites, granodiorites et monzogranites (Casanova, 1973). Une classification géotectonique plus élaborée, mais qui reprend la notion de géosynclinaux birrimiens très nombreux (une trentaine sur une transversale de 500 km), séparés par des zones intragéosynclinales et des massifs intermédiaires, a été élaborée par Tagini (*op. cit.*). Chaque unité géotectonique possède ses granitoïdes spécifiques.

En réalité, l'hypothèse d'une analogie avec la chaîne varisque d'Europe occidentale n'est pas sans fondement. Nous pensons en effet qu'il n'est pas impossible de distinguer, au moins du point de vue des granitoïdes, un groupe complexe et hétérogène des granodiorites et granites monzonitiques et un groupe plus homogène des granites à muscovite dont la signification et l'origine pourraient être comparables à celles de l'orogène varisque européen (cf. plus haut). Des études en cours permettront sans doute de préciser ce point, car le problème n'est sûrement pas simple (Bard et Lemoine, 1974 ; Bard, 1974).

Pour l'instant, nous estimons que la dualité d'origine des granitoïdes orogéniques s'applique à l'orogène précambrien daté de l'Eburnéen, c'est-à-dire de 2 100 à 1 800 m.a. Les magmas provenant soit du manteau et ayant des trajets plus ou moins longs à franchir selon la configuration du socle antébirrimien, soit de la paléogénèse de niveaux crustaux plus ou moins profonds.

Nous verrons dans une seconde partie consacrée aux granitoïdes cratoniques qu'à la même période, sur l'autre versant du craton ouest-africain, des granitoïdes différents se sont mis en place avec une tout autre signification géotectonique.

Enfin, sans quitter l'ouest africain, rappelons qu'il existe une vaste zone mobile à l'est du craton ancien, s'étendant sur une bande de plusieurs centaines de kilomètres de large depuis le nord du Hoggar jusqu'au golfe de Guinée. Cette région, d'histoire très complexe, est caractérisée par la présence d'une orogénèse

de la fin du Protérozoïque supérieur ( $650 \pm 30$  m.a., Gravelle, 1969) qui a repris des terrains plus anciens, dont on retrouve des traces remontant à 2 200 m.a. environ (Bertrand et Lasserre, 1973). Les granitoïdes orogéniques y sont largement développés mais, dans l'ensemble, ils ne présentent pas une originalité particulière, par comparaison avec les granitoïdes assez basiques, à amphibole et biotite, leur caractère très hétérogène. On trouvera une esquisse comparative de ces granitoïdes avec ceux de la zone mauritanienne stable dans Rocci (1972).

### 7. Les granites orogéniques récents

Il n'est pas utile d'insister sur les granitoïdes orogéniques du groupe des grano-diorites et monzogranites qui, avec les tonalites et les trondjhémities, sont bien localisés dans l'espace des orogènes récents, même si leur situation dans le temps pose encore de nombreux problèmes (Moore, 1959 ; Green et Ringwood, 1968 ; Dickinson, 1970 ; Jakes et White, 1971 ; Miyashiro, 1972 ; Fyfe, 1973). Il n'en est pas de même des leucogranites qui ont été rarement décrits et manquent dans l'Europe alpine, exception faite de quelques différenciés tardifs liés manifestement au groupe précédent. Il ne semble pas non plus que dans les associations magmatiques péripacifiques, ils atteignent l'importance et la continuité qui est la leur dans l'orogène hercynien ouest supérieur.

Ils ont cependant été décrits en Afrique du Nord et dans l'Himalaya dans une position comparable, d'une part au niveau du chevauchement du socle kabyle (Semroud, 1971), d'autre part à la base de la dalle tibétaine (Lefort, 1973).

Dans l'Himalaya, ils forment des massifs installés au Miocène, alignés sur 2 000 km environ, conservés en « lames concordantes dans les formations encaissantes » de la dalle du Thibet dans le Haut Himalaya (fig. 8). Les caractéristiques chimiques et minéralogiques de l'un d'entre eux, celui du Manaslu, sont très voisines de celles des leucogranites hercyniens (tableau 5).

Il renferme par ailleurs de la sillimanite et, dans d'autres massifs, la cordiérite et l'andalousite ont été décrites. Il présente des types aplitiques marginaux avec un important cortège pegmatitique. Les enclaves, nombreuses à la périphérie, ne sont pas mobilisées et le métamorphisme de contact est, semble-t-il, peu net. Enfin, dans leur partie basale, ils sont associés aux formations mésozonales de la dalle du Thibet.

Ces caractéristiques conduisent, comme pour les leucogranites hercyniens, à rechercher leur origine dans une fusion de métasédiments liée au chevauchement

TABLEAU 5

Quartz	30 %	SiO <sub>2</sub>	73,65
Albite	33,5 %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80
Oligoclase		FeO	0,84
		(fer total)	
Feldspath potassique	27 %	MgO	0,22
Muscovite	7 %	CaO	0,64
		Na <sub>2</sub> O	3,86
Biotite	2 %	K <sub>2</sub> O	4,73
Tourmaline	0,5 %	TiO <sub>2</sub>	0,12
		H <sub>2</sub> O	0,77

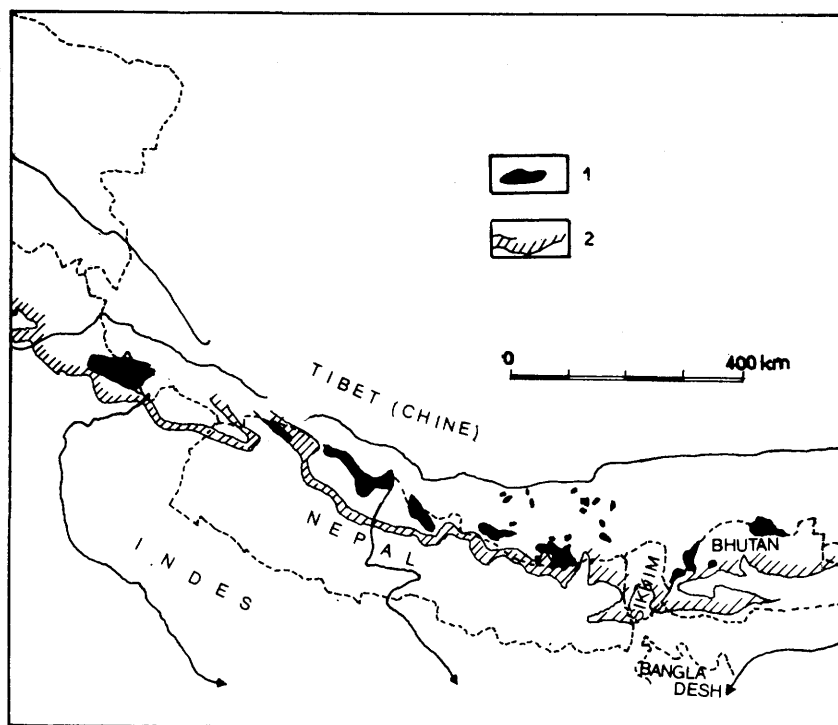


FIG. 8. — Carte générale de l'Himalaya montrant l'emplacement des leucogranites (d'après A. Gansser, 1964 ; J. M. Remy, 1972 ; des levés personnels) (d'après P. Le Fort, 1974).  
1, massifs de leucogranites ; 2, base de la Dalle du Tibet.

intracontinental gigantesque du Haut Himalaya sur le Bas Himalaya, sans intervention de processus infracrustaux.

### LES GRANITES CRATONIQUES ANTÉCAMBRIENS DE L'AFRIQUE DE L'OUEST

Les granitoïdes de ce type que nous présentons sont tous des granites vrais. Ils sont caractéristiques de la Dorsale Reguibat dans sa partie centrale et orientale où ils couvrent des superficies considérables (de l'ordre de 100 000 km<sup>2</sup>). Sauf localement et suivant un processus qui sera expliqué plus loin, tous ces granites ne présentent aucune déformation importante, et dans toute la partie occidentale de leur zone d'affleurement principale, ils n'ont aucune relation visible avec le plissement et le métamorphisme régional de séries quelconques. En fait, ils sont postérieurs à des granites archéens orogéniques qu'ils recoupent et sont recouverts en discordance majeure par des séries beaucoup plus récentes (Protérozoïque supérieur au sud : série du Hank ; Paléozoïque au nord : série du Zemmour). Plus à l'est, ils montrent des relations assez particulières avec des séries volcano-sédimentaires qui posent actuellement des problèmes non résolus, mais en cours d'étude (Deschamps, 1974 ; Deschamps et Rocci, 1974).



Enfin, en Algérie et dans la région de Mauritanie proche de la frontière algérienne, deux domaines ont été distingués depuis longtemps (Lameyre, Cance, Rerolle et Rivet, 1960). Le domaine Yetti forme une bande large de 150 km qui prend en écharpe toute la Dorsale. Il correspond à une série de sédiments terrigènes largement volcano-détritiques et de laves calco-alkalines. Structurée en plis isoclinaux serrés, cette série est envahie par les granitoïdes calco-alkalins du Yetti. Le domaine Eglab forme la terminaison orientale de la Dorsale Reguibat. Il comprend un socle gneissique et migmatitique sur lequel vient une couverture volcanique et volcano-détritique où les termes des séries calco-alkalines sont tous présents (Buffière, Fahy et Petey, 1966). Cette couverture, plissée, est traversée par des granitoïdes où le type alcalin de l'Aftout domine très largement. Un volcanisme rhyolitique fait suite à cet épisode et l'ensemble est recouvert par les termes de base de la série du Hank. Les données géochronologiques (Lasserre, Lameyre et Buffière, 1970) situent ces granitoïdes, ceux du Yetti comme ceux de l'Aftout dans une fourchette d'âges de 2 080 à 1 850 m.a., les granites Aftout étant les plus récents.

L'association de ces granitoïdes avec des séries volcaniques calco-alkalines, leurs relations avec des structures majeures déterminées par une tectonique tangentielle (Sabate et Lameyre, 1971 ; Sabate, 1973), la grande variété des types rencontrés à la jointure entre les deux domaines (gabbros quartziques, tonalites, granodiorites, monzogranites) permettent de les rattacher directement à un orogène birrimien.

Mais leur répartition sur des espaces très étendus pose encore de nombreux problèmes de même que la présence, à l'ouest du domaine Yetti, de syénites alcalines et néphéliniques en massif annulaire (Lameyre, Cance, Rerolle et Rivet, 1960 ; Lameyre et Lasserre, 1967) vieilles également de 2 000 m.a.

C'est la partie occidentale la mieux étudiée (Rocci, 1957, fig. 9) qui fera l'objet de descriptions succinctes, dont les granites ont été qualifiés de typiquement anorogéniques (Rocci, 1972).

### 1. Caractères minéralogiques

Les granites cratoniques mauritaniens présentent une très grande diversité minéralogique, surtout sensible sur les structures et textures et sur les proportions de minéraux. Le type banal est grossièrement grenu, à microcline perthitique, plagioclase intermédiaire ( $An_{20-25}$ ), biotite. Dans certains faciès, l'amphibole apparaît, hornblende souvent, hastingsite parfois, riébeckite plus rarement avec une tendance marquée à l'hétérogénéité due à la présence de franges réactionnelles. On trouvera d'ailleurs une étude détaillée de certaines amphiboles dans la publication de Fabriès et Rocci (1972). La muscovite est inconnue.

Dans ces granites, le quartz est toujours très abondant, rassemblé en amas polycristallins, souvent globuleux, ainsi qu'en inclusions dans les feldspaths. La myrmékite est absente. L'albite est souvent présente, soit en cristaux indépendants,

FIG. 9. — Carte schématique de l'Afrique du Nord-Ouest. Couverture : 1. — Craton ; 2, formations antécambriennes métamorphiques et sédimentaires ; 3, granites archéens ; 4, granites protérozoïques ; 5, granites rapakivis ; 6, granites et syénites hyperalkalins. — Zone mobile : 7, Ouzalienne et Protérozoïque inférieur ; 8, formations métamorphiques indifférenciées ; 9, granites indifférenciés (Protérozoïque supérieur) ; 10, granites des « taourirts » et sub-volcaniques ; 11, grand accident de décrochement.

soit, le plus communément, en inclusions dans le microcline (perthites). Les minéraux colorés n'occupent généralement qu'un volume très modeste (< 10 %), ce qui fait que la plupart des roches sont des leucogranites à biotite ou à amphibole, bien différents des leucogranites à muscovite orogéniques.

Enfin, les minéraux accessoires, toujours présents, sont assez variés : zircons automorphes et limpides, magnétite d'une très grande pureté, fluorine assez répandue, et sphène automorphe et très abondant dans les variétés alcalines du massif de Fort-Trinquet (type Negal).

En fait, il est illusoire de vouloir réduire la minéralogie de plusieurs dizaines de types de granites différents à un type moyen et nous soulignerons ainsi un caractère remarquable des granites cratoniques mauritaniens : l'extrême diversité de composition minéralogique et l'étonnante variété des types pétrographiques<sup>(1)</sup> qui contrastent fortement avec l'homogénéité relative des granites orogéniques.

## 2. Caractères chimiques

La diversité minéralogique se répercute évidemment sur la composition chimique dont il n'est donc guère possible de présenter une moyenne significative. Le tableau 6 donne quelques compositions qui montrent cette diversité. Cependant on remarque que les leucogranites ont bien des teneurs en silice très élevées (souvent supérieures à 75 %) donc au moins égales et parfois supérieures à celle des leucogranites orogéniques varisques (cf. tableau 2), alors qu'il existe des granites monzonitiques à biotite et amphibole dont la teneur en silice (67,5 %) est comparable à celle des roches varisques équivalentes. On note également que le rapport  $K_2O/Na_2O$  est systématiquement supérieur à 1, tandis que la teneur en  $CaO$  varie dans d'assez fortes proportions (0,4 à 2,6 %). La pauvreté en minéraux colorés de la plupart des granites se traduit par des teneurs en fer réduites et surtout par des teneurs en  $MgO$  souvent inférieures à 0,5 %, ce qui est nettement moins que dans les leucogranites orogéniques.

La composition normative fait ressortir une somme  $Qz + Or + Ab$  proche de 90 % pour les granites monzonitiques à biotite ou à biotite et amphibole, évoluant jusqu'à 97,5 % pour les termes les plus leucocrates et les plus alcalins. Là encore les granites mauritaniens se rapprochent plus des leucogranites orogéniques que des monzogranites. Dans le diagramme correspondant, les granites cratoniques africains se placent dans l'aire correspondant aux minimums thermiques pour des pressions faibles. Il faut noter que certains granites, localisés dans le massif de Fort-Trinquet ont les caractères des granites hypersolvus alors que les autres sont subsolvus.

Enfin, on constatera que les teneurs en eau des granites mauritaniens sont très faibles, ce qui traduit bien sûr le caractère leucocrate mais aussi l'absence de phénomènes deutériques tels que kaolinisation, gneisénisation, etc. Cette pauvreté relative en fluides se traduit également par la rareté du cortège filonien qui s'accroît nettement depuis les granites monzonitiques à biotite qui contiennent quelques filons pegmatiques, jusqu'aux granites alcalins tardifs qui en sont presque totalement dépourvus. Ceci constitue également une différence avec les leucogranites varisques.

(1) Les monzonites, granosyérites, granites monzonitiques, granites alcalins et péralkalins sont représentés ainsi que de très beaux granites rapakivi (cf. Rocci, 1957).

TABLEAU 6

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	71,45	74,25	75,50	69,30	72,60	74,95	66,13	78,20	70,30	71,63	71,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,50	12,35	12,90	13,30	13,00	13,15	15,95	10,64	14,35	13,69	13,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,15	0,97	4,42	2,98	1,23	2,28	1,36	3,03	1,75	1,84
FeO	1,10	1,60	0,38	0,09	0,07	0,34	0,92	0,20	0,13	0,56	0,88
MnO	0,02	0,02	0,03	0,09	0,07	0,04	0,10	0,04	0,13	0,06	0,05
MgO	0,30	0,20	0,15	0,99	0,49	0,31	0,45	0,08	0,59	0,44	0,22
CaO	1,55	1,00	0,75	2,63	1,19	0,87	1,03	0,41	0,94	1,43	1,19
Na <sub>2</sub> O	3,50	2,80	3,50	3,88	3,33	4,43	5,55	3,23	4,63	4,57	4,46
K <sub>2</sub> O	5,50	5,90	5,84	4,37	5,52	4,67	6,25	5,48	5,77	5,00	5,19
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,30	0,19	0,52	0,49	0,27	0,82	0,29	0,75	0,43	0,41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,07	0,04	—	—	0,07	0,25	0,03	—	0,11	0,09
CO <sub>2</sub>	—	—	0,17	—	—	0,24	0,27	0,10	—	0,21	0,20
H <sub>2</sub> O	0,45	0,75	0,18	0,46	0,52	0,22	0,27	0,14	0,41	0,23	0,24
Total	99,93	100,40	100,60	99,96	100,19	100,79	100,27	100,20	100,90	100,11	100,10

1. Granite type Bel Guerdane, à oligoclase (An<sub>25</sub>), biotite et hornblende (in Rocci, 1957).
2. Granite rapakivi type Alous Tmar, à oligoclase (An<sub>15</sub>) et biotite (in Rocci, 1957).
3. Granite Nesrani à oligoclase (An<sub>12</sub>), biotite et hornblende (inédit).
4. Granite type Lemdelba à oligoclase (An<sub>20</sub>), biotite et hornblende (inédit).
5. Granite type Bir Oued Nous à oligoclase (An) et biotite (inédit).
6. Granite type Chouf à albite (An<sub>0</sub>) et magnétite (inédit).
7. Granite type Tertadhine à microcline-perthite, hastingsite et biotite (inédit).
8. Granite alcalin rose à albite et hastingsite (inédit).
9. Granite alcalin type Negal à microcline-perthite, hastingsite et sphène (inédit).
10. Microgranite type porphyry à oligoclase (An<sub>20</sub>), biotite et hornblende (inédit).
11. Microgranite porphyrique à biotite (inédit).

### 3. Gisement et profondeur de mise en place

Les granites cratoniques mauritaniens se sont mis en place dans un niveau superficiel comme le montrent les faits suivants :

— dans la partie orientale, certains sont intrusifs dans des séries de couverture métasédimentaire épimétamorphique (granite du Yetti intrusif dans la série d'Aguelte Nebkha, Sougy, 1960). Ils y développent de très belles cornéennes à biotite, parfois andalousite, du faciès à hornblende par conséquent de température moyenne. Ils se sont mis en place à profondeur relativement grande mais dans l'épizone. D'autres, au contraire, recoupent des séries de couverture volcano-sédimentaire (série d'Imou-rène, par exemple) et n'y développent qu'un très léger métamorphisme localisé. Leur mise en place n'a pas dû excéder 1 ou 2 km de profondeur ;

— dans la partie centrale, la plupart des granites ne recoupent aucune série de couverture. En revanche, ils s'accompagnent souvent de faciès superficiels tels que les microgranites et même les rhyolites qui abondent sous des formes diverses : laves porphyriques sombres, tufs et ignimbrites. Il n'est d'ailleurs pas rare d'observer sur le terrain dans d'excellentes conditions d'affleurements continus le passage progressif de la roche granitique grenue, au microgranite porphyrique en passant par un granite à structure microgrenue resté mobile et recoupant sa couverture figée comme au puits de Tamreikat, le même microgranite porphyrique passant à la rhyolite avec intercalations de tufs comme au Guelb Aradous, ou enfin le passage rapide de granite à sa couverture demeurée subhorizontale d'ignimbrites, brèches volcaniques acides et rhyolites prismées comme à Ike Bou Dreg<sup>(2)</sup> (fig. 10). Dans la partie algérienne de la Dorsale Reguibate des observations semblables ont été faites (Lameyre *et al.*, 1960 ; Caby, 1965). Un autre exemple encore plus significatif des conditions de mise en place est celui du massif de Tigesmat, formé de granites à riébeckite et aegyrine à bordures figées microgrenues miarolitiques, circonscrit et intrusif dans un granite monzonitique à biotite possédant lui-même sa couverture microgrenue qu'il n'a pas réussi à percer, l'apex du massif alcalin se trouvant à quelques mètres au-dessous de la calotte microgrenue monzonitique.

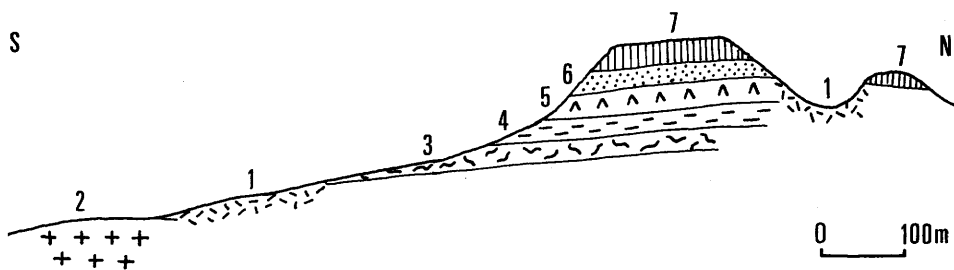


FIG. 10. — Coupe nord-sud de la colline de Ike Bou Dreg. 1, éboulis ; 2, granite à biotite ; 3, brèche rhyolitique orientée ; 4, ignimbrite ; 5, rhyolite à faciès violine ; 6, rhyolite rose riche en sulfures ; 7, rhyolite prismée, bleue, très porphyrique.

(2) Toutes ces observations proviennent du Zemmour blanc au nord et à l'est de Bir Moghreïn (Fort-Trinquet).



Nous verrons plus loin un autre exemple encore plus intéressant de gisement en relation avec un accident cisailant.

D'une manière générale, les différents granites cratoniques se sont mis en place par venues successives dont on peut suivre dans quelques cas la chronologie relative avec précision (cf. la douzaine de venues distinctes observée dans le massif de Fort-Trinquet : Rocci, 1957 ; Fabriès et Rocci, 1972). Les plus anciens recoupent les granites archéens très hétérogènes à l'emporte-pièce en disloquant parfois les filons basiques tardifs qui les parcouraient. Dans la région du Karet, on observe cependant un granite particulier intermédiaire entre ces granites archéens et les granites cratoniques protérozoïques (granite du Karet).

En conclusion, les granites mauritaniens ont un gisement qui s'échelonne depuis la mésozone (?) jusqu'à la couverture la plus superficielle. Ils se sont mis en place par pulsations nombreuses, ce qui dans une certaine mesure permet de comprendre le problème de la place nécessaire aux énormes volumes granitiques observés.

#### 4. Enclaves

Sur ce plan, les granites cratoniques mauritaniens montrent également une grande originalité. Nous avons souligné en introduction l'absence quasi totale d'enclaves de formations métamorphiques<sup>(3)</sup>. Dans la plupart des granites, les enclaves sont rares. Toutefois on en trouve de deux types, dont la répartition est très irrégulière : *a) Sombres*, de composition basique à intermédiaire, à grain fin, ovoïdes ou anguleuses qui s'apparentent aux enclaves microgrenues sombres de Didier (1964, 1973) ; *b) Claires*, de composition granitique, de forme anguleuse, souvent polygonale, abondantes dans certains faciès granitiques du massif de Fort-Trinquet. La présence de telles enclaves permet de déterminer sans équivoque la chronologie de mise en place des venues granitiques.

Nous ne nous attarderons pas sur le premier type, assez banal, si ce n'est pour dire qu'il se rencontre surtout dans les monzogranites grossiers à biotite, avec une fréquence très faible. Quelquefois, on peut observer qu'il s'agit d'anciennes intrusions basiques dans un matériel granitique ancien, disloquées par les nouvelles intrusions granitiques. De très beaux exemples ont été étudiés à l'ouest du massif de Fort-Trinquet, au contact avec les granites archéens. Une publication ultérieure y sera consacrée. Notons cependant que le problème banal des relations magma acide-magma basique des granitoïdes orogéniques se pose parfois aussi dans des termes analogues, mais parfaitement clairs. C'est ainsi qu'un vaste massif de gabbro à hypersthène (massif de Dahra el Kelbe), situé près de la couverture paléozoïque plissée du Zemmour, est postérieur à certains granites calco-alcalins cratoniques, mais est recoupé par les filons les plus superficiels des granites alcalins, riches en miaroles et pegmatites zonées.

En revanche, le second type d'enclaves mérite qu'on s'y attarde un peu. Il s'agit de fragments de granites, microgranites ou rhyolites qui présentent des formes polygonales aux arêtes vives, plus rarement arrondies, sans aucune modification

---

(3) De rares septa de gneiss s'observent notamment dans la partie orientale. L'une d'entre elles, de quelques hectares, apparaît au nord du massif de Fort-Trinquet alors que les formations métamorphiques les plus proches à l'affleurement sont distantes de plusieurs centaines de kilomètres !

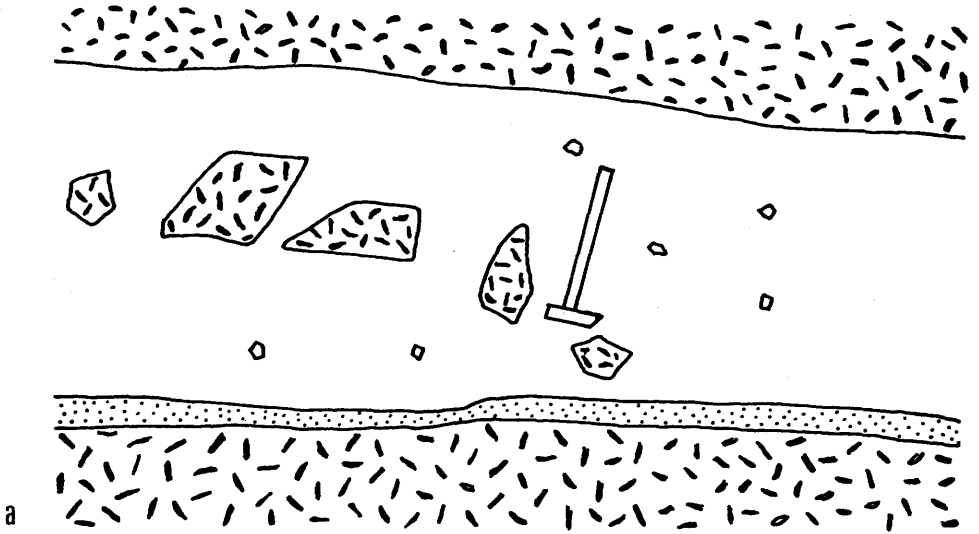


FIG. 11a. — Filon de microgranite alcalin à amphibole recoupant et disloquant un granite grossier calco-alcalin à biotite. Des xénocristaux sont visibles. On note une mince bordure figée sombre sur l'un des bords du filon. Loc. Guelbs proches du puits de Bir oued Nous, au nord de Fort-Trinquet.

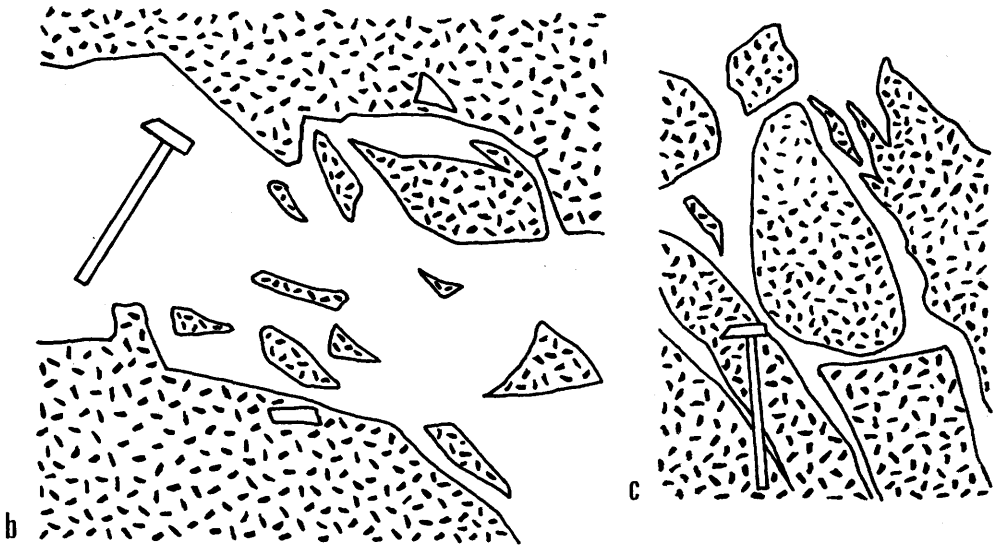


FIG. 11b et c. — Trabécules plus ou moins larges de granite alcalin rose disloquant le granite sombre de Teriadhine dont les enclaves, arrondies ou esquilleuses, indiquent une certaine corrosion par le magma alcalin. Loc. Teriadhine, nord-ouest de Fort-Trinquet.

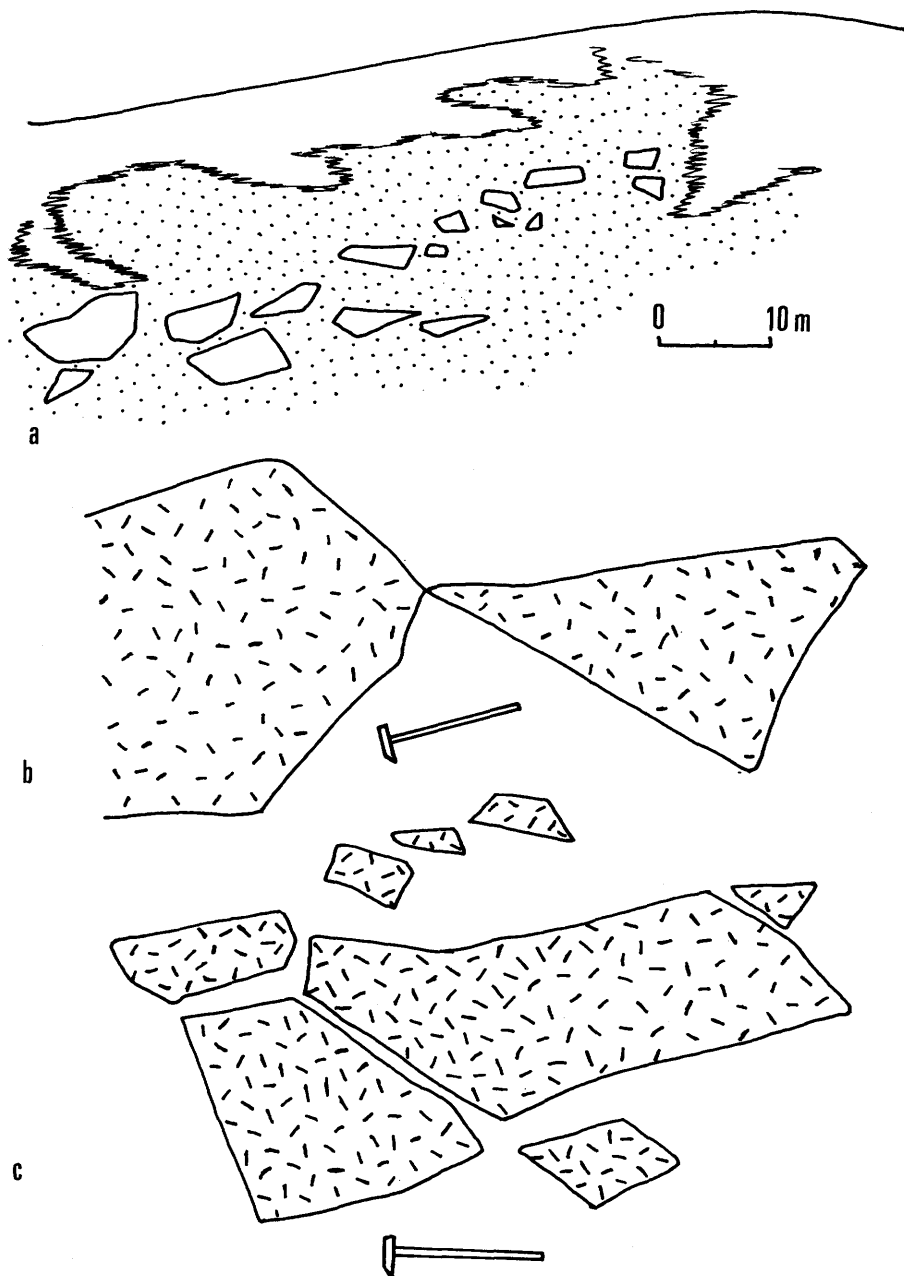


FIG. 12. — a) Enclaves polygonales en traînées de granite porphyroïde calco-alcalin à biotite dans le granite alcalin à amphibole du Negal. Loc. Negal, nord de Fort-Trinquet. — b) Les mêmes enclaves vues de près. — c) Enclaves polygonales dépourvues de bordure de réaction, de granite grossier dans un granite alcalin. Loc. Bir oued Nous. (Dessins exécutés d'après photos.)

de composition ni de texture, de taille très variable (depuis le panneau de plusieurs dizaines de mètres jusqu'au cristal centimétrique), baignant dans un granite souvent alcalin qui ne présente au contact tout au plus qu'une légère bordure de refroidissement (fig. 11). On n'observe pas d'alignement de minéraux dans le granite enclavant aux abords de l'enclave, comme c'est souvent le cas dans les granites orogéniques sauf dans quelques rares cas où une légère fluidalité est visible. Le granite ne se transforme ni en aplite ni en pegmatite au voisinage des enclaves comme on peut l'observer par exemple dans les granites taourirts (voir plus loin). Bref, il ne se passe pratiquement rien (fig. 12). Cette disposition ne rappelle en fait que certains contacts de granites emboîtés des massifs de younger granites de Nigeria (Turner, 1962 ; Didier, 1973).

Pour expliquer ce type d'enclaves, il faut admettre :

a) que le granite de génération I étant disloqué par la venue du magma de génération II n'a subi aucune « érosion » ni assimilation ;

b) que le magma II était cependant suffisamment fluide et a cristallisé rapidement en ne provoquant qu'une mince bordure figée, ou bien était déjà visqueux, mais dépourvu de toute turbulence. Dans le premier cas, la température du magma II pouvait être sensiblement supérieure à celle du granite I, tandis que dans le deuxième cas ces températures pouvaient être comparables. Quelle que soit l'hypothèse retenue, il est clair que la morphologie des enclaves et le type de relations des granites sont également une preuve du niveau superficiel de mise en place comme il est appelé par Didier (1973, p. 144).

## 5. Age et échelonnement de mise en place

Les granites cratoniques mauritaniens sont datés du Protérozoïque inférieur (Vachette *et al.*, 1973). Cependant la mise en place s'échelonne sur une période considérable (200 m.a.). Les plus anciens, datés de 1 900 m.a., correspondent aux granites calco-alcalins à biotite du type Aïn Ben Tili, largement répandus dans toute la zone centrale d'affleurements. Le granite type Bel Guerdane, dont l'analyse figure au tableau 5, fait partie de ce groupe. Les plus récents, datés de 1 695 m.a., sont ceux de Fort-Trinquet. Ces faits sont essentiels, car nous avons vu que les granites monzonitiques possédaient généralement des enclaves basiques qui les apparentent aux granitoïdes orogéniques de composition comparable, tandis que les granites de Fort-Trinquet possèdent essentiellement des enclaves granitiques. Nous revenons sur ce point en conclusion.

Pour l'instant, revenons au groupe le plus jeune. Une observation effectuée par l'un de nous (G. R.) en 1972 (cf. Bornuat et Coulombeau, 1972) revêt une importance qui nous semble essentielle. Au sud-est de Bir Moghreïn (Fort-Trinquet) l'inselberg porte le nom de Stal Guemgoum. Il se prolonge par une montagne massive dite Kedia Guemgoum (fig. 13) en forme de plateau flanqué d'un relief dentelé. Le plateau est constitué de microgranites porphyriques et rhyolites recristallisées, en général déformés. Le relief dentelé est formé de granite à biotite porphyroïde très déformé, prenant l'allure d'un gneiss oëillé mais que l'on peut reconnaître comme étant un granite monzonitique du type de ceux qui affleurent plus au nord et qui sont parmi les plus anciens de la série (type Nesrani). Entre les deux reliefs, une zone déprimée formée de mylonites à grain fin et à porphyroclastes, de direction N 30° E.

Ces reliefs sont donc formés d'un massif granitique et de sa couverture microgrenue et microlitique, qui a subi lors de sa mise en place, une intense déformation le long d'un accident profond, sans doute cisailant, de direction SE-NW (fig. 13).

Au Stal Guemgoum situé dans le prolongement nord de cet accident, affleurent des granites et microgranites en partie alcalins (types Teriadhine et Negal notamment). On peut y observer des enclaves décimétriques à décamétriques de microgranite porphyrique. Au contact, le granite de Teriadhine, caractérisé par ses belles perthites bleues de grande taille (1 cm) devient à grain fin, montrant ainsi une

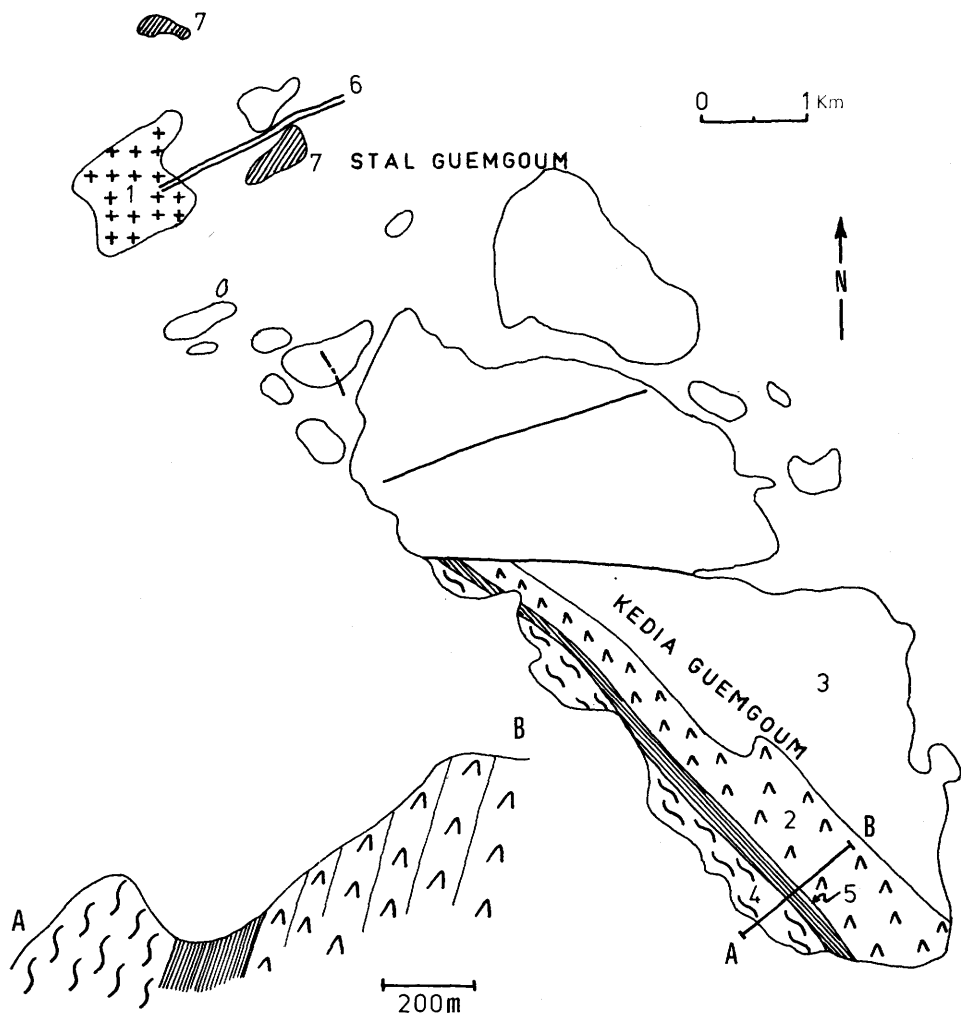


FIG. 13. — Massif du Guemgoum. 1, granite type Teriadhine ; 2, microgranite porphyrique orienté ; 3, microgranite porphyrique à biotite ; 4, granite porphyroïde très orienté ; 5, mylonite schisteuse ; 6, dyke microgrenu ; 7, zones à enclaves décrites dans le texte.

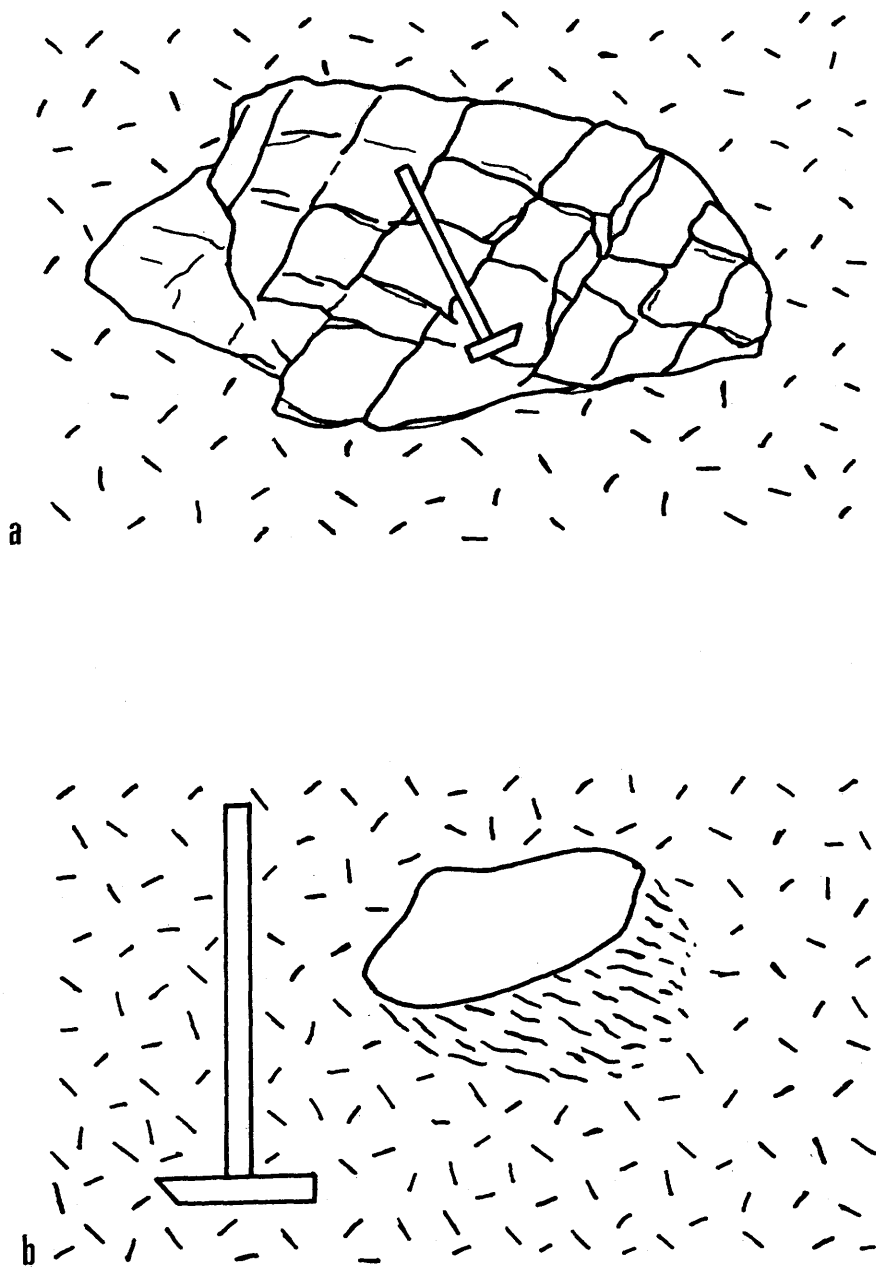


FIG. 14. — a) Enclave très diaclasée de microgranite porphyrique dans granite de Teriadhine. Loc. Stal Guengoum (cf. fig. 13). — b) Enclave de microgranite porphyrique associée à granite porphyroïde orienté dans granite alcalin rose (cf. association fig. 11). (Dessins exécutés d'après photos.)

bordure figée de quelques dizaines de centimètres. D'ailleurs, le granite lui-même est largement accompagné de son faciès microgrenu à perthites beiges. Plus rarement, on voit des enclaves de granite porphyroïde orienté semblable au granite « ceillé » du flanc sud-ouest de la Kédia Guemgoum (fig. 14). Toutes ces enclaves sont arrondies.

Dans la chronologie relative de mise en place du massif de Fort-Trinquet (Rocci, 1957), les granites Teriadhine et Negal sont les plus récents, tandis que le granite Nesrani est l'un des plus précoces. On voit donc que ces affleurements nous autorisent les conclusions suivantes :

1. Les granites de Fort-Trinquet sont formés de deux ensembles, le plus ancien est calco-alkalin et comporte une couverture microgrenue-rhyolitique, le plus récent est subalcalin-alkalin sans cortège effusif mais avec bordures figées.

2. La mise en place du premier ensemble est contemporaine du jeu d'accidents coulissants profonds, nombreux dans le bâti reguibate, tandis que le second est venu cacheter ces accidents. Il en découle que l'on peut dater ces structures rectilignes du Protérozoïque inférieur (4).

3. Les granites alcalins sont donc véritablement anorogéniques et ont contribué à la cratonisation du bâti précambrien. Les granites calco-alkalins ont sans doute été orogéniques au sens où nous avons employé cette expression (cf. introduction), mais par l'ampleur considérable des volumes mis en place, on peut dire qu'ils ont également contribué à la cratonisation générale. Nous avons signalé la présence de véritables granites rapakivis (granite d'Alous Tmar, granite d'Arhchéouat) qui possèdent une couverture rhyolitique. Ces granites sont considérés comme typiquement anorogéniques : ils se seraient mis en place vers 1 800 m.a., c'est-à-dire au milieu de la période de plutonisation.

A ce point du raisonnement, il convient de rechercher si dans la région on connaît un événement orogénique contemporain. Les séries de Mauritanie septentrionale (Imourène, Aguelt Nebkha) sont probablement plus anciennes : environ 2 000 m.a. d'après Vachette *et al.* (1973).

Les séries gneissiques du Ghallaman situées plus au sud et leurs équivalents du Tiris (région de Fort-Gouraud) sont encore plus anciennes : archéennes. Toutefois, des mesures géochronologiques (Vachette et Bronner, 1973) semblent montrer que ces séries gneissiques ont subi un métamorphisme catazonal vers 2 600-2 800 m.a., mais qu'elles montrent une rétro-morphose mésozonale incontestable qui pourrait dater de 1 700 m.a. environ d'après quelques mesures géochronologiques inédites. Si cette hypothèse se confirmait, il y aurait ainsi un bon accord entre un événement tectonique important susceptible de réajuster des paragenèses métamorphiques et la mise en place des granites de Fort-Trinquet (5). Ces derniers ne seraient *pas associés* à l'orogène (qui reste à déterminer) mais au phénomène orogénique ou tout au moins tectonique.

Par ailleurs, J. Sougy (1960) a montré que les séries volcano-sédimentaires d'Imourène présentaient la particularité d'être à peu près exemptes de métamor-

(4) Il existe en Mauritanie septentrionale d'innombrables cassures bien visibles sur photos aériennes, beaucoup plus superficielles (mylonites à épidote). Certaines sont ouvertes et remplies de dolérites probablement triasiques.

(5) L'isochrone sur ces granites montre qu'aucun événement notable ne les a affectés postérieurement à 1 700 m.a.

phisme au sud des massifs, alors que l'on peut suivre sur un même banc la progression du métamorphisme vers le nord jusqu'au niveau de l'anatexie. Les travaux en cours de Deschamps (1974) confirment cette observation. Or la série d'Imourène serait antérieure à 1 970 m.a. environ mais recoupée par les granites cratoniques et métamorphisée à l'époque de leur mise en place. Le lien entre ce métamorphisme particulier et la mise en place des granites est donc démontré et les deux phénomènes sont peut-être le résultat d'une même cause.

## 6. Origine

Tous les granites que nous venons d'examiner sont d'origine magmatique ; les critères pour le prouver sont très nombreux, mais il n'est pas nécessaire de les rappeler. Ils sont tous intrusifs et nous avons vu que les magmas étaient montés plus ou moins haut dans la croûte continentale, beaucoup ayant même approché ou atteint la surface. Les quelques mesures isotopiques actuellement disponibles (Vachette *et al.*, 1973) donnent des rapports initiaux de strontium faibles pour la plupart (de  $0,7036 \pm 0,0022$  pour le granite Aïn Ben Tili, à  $0,7098 \pm 0,0025$  pour le granite rapakivi). Toutefois il est très faible ( $0,7024 \pm 0,0026$ ) pour le granite hyperalcalin de Tignesmat, et relativement élevé pour le granite du Yetti ( $0,7146 \pm 0,0020$ ). Ceci est l'indice d'une origine multiple des magmas granitiques, certains étant le résultat probablement de l'anatexie des gneiss ou granites archéens (Yetti), d'autres ayant une origine profonde difficile à préciser (Tignesmat, Aïn Ben Tili).

Il est possible cependant qu'une bonne partie des granites cratoniques de l'ouest du secteur envisagé provienne du manteau par différenciation magmatique, même si on n'observe pas les roches intermédiaires : diorites et granodiorites. En effet, les roches basiques ne sont pas absentes de la région et certaines forment même des massifs homogènes spectaculaires notamment dans le nord du massif de Fort-Trinquet (ex. : gabbro de Dhara el Kelbé). Dans la partie orientale qui s'étend sur territoire algérien, l'un de nous (J. L.) est convaincu que les granitoïdes calco-alcalins qui affleurent largement et qui sont à la fois plus différenciés et légèrement plus anciens (entre 2 000 et 1 800 m.a.) se rapprochent beaucoup des granodiorites et granites monzonitiques orogéniques décrits précédemment et pourraient avoir une origine comparable. En fait, le problème de l'origine de ces granites, eu égard à leur extension considérable, est très difficile et nous tenterons d'y revenir en conclusion.

## LES PLUTONS CRATONIQUES

Nous désignons ainsi des massifs circonscrits, de dimension individuelle réduite (10-20 km de diamètre) de forme circulaire ou elliptique, à structure annulaire, pouvant s'assembler en complexe de plusieurs unités, ordinairement composites, et se localisant dans des portions particulières de bâtis cratonisés.

Ces plutons ont été décrits un peu partout dans le monde car ils présentent des caractères originaux et sont parfois économiquement intéressants (Sn, W, Nb, Ta, etc.). En Afrique de l'Ouest, ils sont localisés dans la région orientale : Aïr (Rocci, 1960 ; Black, 1965 ; Fabriès et Rocci, 1965 ; Black *et al.*, 1967), dans



l'Adrar des Iforas (Karpoff, 1960) au Niger (région de Zinder), en Nigeria (plateau de Jos, Jacobson *et al.*, 1958, 1963 ; Turner, 1962, *etc.*), au Cameroun (Koch, 1955). On en connaît également en France (Corse, Quin, 1969 ; Bonin, 1972) ainsi qu'aux U.S.A. (New Hampshire, Billings, 1956 ; Foland *et al.*, 1971), au Brésil, *etc.* On trouvera dans la littérature citée des informations précises sur ces plutons.

Pour notre démonstration, nous retiendrons les caractères suivants. Outre le gisement rappelé ci-dessus (sans oublier les « ring-dykes » qui sont très typiques et dont le plus grand se trouve en Air — 60 km de diamètre), la pétrographie et la minéralogie sont particulières : les granites hypersolvus dominant avec perthite tigrée dominante, parfois albite associées à un ou plusieurs minéraux colorés tels qu'aegyrine, riébeckite, hastingsite, fayalite, biotite. Les minéraux accessoires sont variés, car on observe en plus des minéraux habituels des granites, de la fluorine, de la topaze, quelquefois de la cassitérite, de la columbite, *etc.*

Du point de vue chimique, les plutons cratoniques sont essentiellement alcalins, voire même hyperalcalins avec des teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$  élevées et une teneur en alumine relativement basse, ce qui se traduit par un indice d'agpaïcité  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  (en molécule) souvent supérieur à 1, et l'apparition postérieure aux perthites de minéraux colorés sodiques.

Les enclaves de ces massifs présentent des caractères assez originaux qui ont été résumés par Didier (*op. cit.*). La mise en place des différentes venues granitiques qui constituent les plutons toujours composites se faisant généralement par « cauldron subsidence », des esquilles de granites appelées « screens » subsistent le long des contacts faillés. Ces screens sont parfois disloqués par la venue granitique plus récente et se comportent alors comme des enclaves polygonales semblables à celles que nous avons décrites plus haut. Enfin, on y trouve en bordure, comme dans la plupart des granites, des xénolites. Des enclaves basiques peuvent s'y rencontrer (ex. Massif de Sara-Fier, Turner, 1962). Enfin, les concentrations minérales du type nodules de riébeckite ou d'aegyrine (lindinosite de Lacroix) sont également caractéristiques.

Bien entendu, ces plutons sont eux aussi d'origine magmatique. Les paragenèses de la plupart d'entre eux s'expliquent par une cristallisation à température élevée à partir de magmas chauds et secs dont la naissance, conditionnée par la géométrie du liquidus granitique à sec (Tuttle et Bowen, 1958) est liée à une baisse de pression rapide. A noter que beaucoup d'entre eux comportent des rhyolites, ce qui montre leur caractère subvolcanique déjà prévisible d'après la minéralogie et le gisement. L'origine de ces magmas est elle aussi controversée. Pour certains il s'agit d'une origine très profonde, dans le manteau (Black, 1965), pour d'autres l'anatexie de la croûte sialique est une source possible.

Reste à déterminer la signification géotectonique des plutons cratoniques. Plusieurs faits sont bien établis.

1. Ils sont tous intrusifs dans une croûte sialique essentiellement granitique et cratonisée et n'ont aucun rapport direct avec les granites calco-alcalins encaissants. Ceci était connu depuis longtemps en Afrique de l'Ouest et a été démontré récemment pour la Corse (Bonin *et al.*, 1972).

2. Ils s'alignent suivant des directions qui n'ont pas la signification de rifts actifs, mais qui sont néanmoins singulières : axes des zones demeurées mobiles jusqu'au début du Cambrien pour l'Ouest africain et sans doute le nord-est du Brésil.

3. Leurs âges sont toujours postérieurs, parfois très largement, aux mouvements orogéniques qui ont affecté leur encaissant : jurassique pour le Nigeria (Jacobson *et al.*, 1963) dans un environnement demeuré stable depuis le Cambrien, fini-Crétacé-Eocène pour le Cameroun, dans un contexte semblable ; fini-Permien à fini-Triasique pour la Corse (Bonin *et al.*, 1972) dans un environnement affecté par l'orogénèse hercynienne. C'est la raison pour laquelle ils ont été qualifiés d'anorogéniques.

Etant donné les conditions dans lesquelles le magma granitique a pu monter près de la surface (baisse de pression), il faut admettre que ces plutons sont caractéristiques de zones en décompression, peut-être même en distension. Comme l'un de nous l'a déjà souligné (J. L.), il est donc probable que ces plutons sont d'excellents marqueurs de distension dans des régions continentales situées hors des orogènes. Etant donné que les plutons subvolcaniques de l'Aïr et du Nigeria se sont mis en place au moment de l'ouverture de l'Atlantique Sud et que ceux de Corse seraient contemporains de l'ouverture de l'Atlantique Nord, il n'est pas insensé de formuler l'hypothèse selon laquelle les plutons cratoniques seraient les témoins particuliers du contrecoup à l'intérieur d'un craton de la rupture plus ou moins lointaine d'une plaque continentale. Les ophiolites seraient alors les témoins de l'apparition d'une croûte océanique entre deux plaques continentales s'écartant l'une de l'autre, tandis que les plutons cratoniques seraient soit les témoins des fissures d'une des plaques entrée en distension (cas de la Corse, du New Hampshire), soit les témoins des efforts consécutifs à la rupture avortée de la plaque (cas du Nigeria), les granites de même type mais plus récents du Cameroun pouvant être les témoins du jeu d'une faille transformante du type de celle que l'on peut suivre actuellement depuis le fond du golfe de Guinée.

Avant de clore ce chapitre, il nous semble intéressant de faire allusion au magnifique travail de Boissonnas (1973) sur les granites taourirts du Hoggar. Comme cet auteur l'a bien montré, ces plutons alignés dans des compartiments antécambriens séparés par de grands accidents méridiens demeurés actifs pendant le Paléozoïque inférieur (Beuf *et al.*, 1968) et situés comme les younger granites de Nigeria dans la ceinture mobile orientale de l'Ouest africain, ont une structure (souvent emboîtée) et un gisement très comparables à ceux des plutons cratoniques. Toutefois ils n'ont pas, le plus souvent, la minéralogie ni le chimisme spécifiques de ces derniers. De plus, ils sont plus directement liés à une orogénèse, en l'occurrence la panafricaine, étant datés de la fin du Précambrien terminal-Cambrien ( $560 \pm 40$  m.a.). En fait, on peut penser qu'ils constituent un jalon intermédiaire entre les granites orogéniques *reliés géométriquement à l'orogène* et les plutons anorogéniques *situés hors des orogènes*, mais probablement en relation avec le développement des intenses efforts tectoniques de la lithosphère continentale mise sous tension.

## CONCLUSION

Les granitoïdes sont l'expression d'un certain stade d'évolution de la lithosphère. Selon leurs caractères, qui sont évidemment très complexes, il est admis qu'ils se sont mis en place à des niveaux plus ou moins élevés dans les plaques continentales soumises à des efforts tectoniques de caractère globalement compressif.

En simplifiant les problèmes d'une manière toujours excessive, de nombreux auteurs multiplient les modèles qui tentent d'expliquer, en termes de tectonique globale, les différents orogènes et leurs caractéristiques. Cette étonnante floraison particulièrement abondante et variée depuis quelques années, cache souvent les difficultés d'interprétation. Ces difficultés, déjà grandes pour les chaînes récentes, ne peuvent évidemment que s'amplifier au fur et à mesure que l'on s'éloigne dans le temps à la recherche des océans perdus (Michot, 1972).

Nous ne chercherons pas à ajouter un modèle de plus, mais nous estimons cependant que les granitoïdes dans leur extrême diversité comme dans leur apparence banalité sont des témoins essentiels d'une situation géotectonique d'une région donnée à une époque déterminée.

Certes, on aura remarqué que les données sur les structures, la sédimentation, le magmatisme, le métamorphisme dans l'orogène hercynien d'Europe occidentale sont assez nombreuses et précises pour que des modèles logiques puissent être élaborés, faisant intervenir la dynamique globale (cf. Nicolas, 1972 ; Burrett, 1972 ; Mattauer, 1974, etc.).

Les granitoïdes orogéniques de ce domaine dont nous avons souligné à la fois les traits communs et la dualité, se sont sans doute mis en place dans la portion du bâti continental en position de subduction vers la fin du Paléozoïque. Dans ce cadre, et par comparaison avec les orogènes récents, la répartition des granitoïdes orogéniques, leurs relations avec l'ensemble du magmatisme contemporain et immédiatement antérieur, avec le métamorphisme, trouvent une explication cohérente. L'origine des magmas peut également être envisagée, soit par différenciation d'un magma basaltique, soit par fusion partielle de matériel sialique. Nous avons discuté ce problème.

En poussant nos investigations dans les édifices précambriens, nous avons voulu montrer qu'on y retrouvait des granitoïdes tantôt semblables à ceux de l'époque hercynienne, tantôt différents. Le cas des granitoïdes archéens, quoique à peine effleuré, est certes très intéressant. Leur originalité, tant sur le plan de la composition que sur celui du gisement, a été récemment expliquée par Fyfe (1973) comme étant due à des différences de niveau dans les processus de fusion partielle du manteau et à la présence à l'époque de rides océaniques plus serrées qu'actuellement. De même Engel *et al.* (1974) soulignent l'originalité des granitoïdes archéens et pensent que les conditions physiques et notamment thermiques qui régnaient dans les plaques lithosphériques étaient différentes de ce qu'elles sont devenues, rendant celles-ci plus mobiles. Sur ces hypothèses, nous ne prendrons pas parti.

Par ailleurs, tout en reconnaissant que la connaissance des terrains précambriens d'Afrique que nous avons pris pour modèle est moins avancée et que la comparaison avec les chaînes récentes est beaucoup plus aléatoire, nous avons montré que l'on pouvait retrouver, au Protérozoïque, des granites orogéniques. Nous avons aussi distingué des granites cratoniques. C'est ainsi que dans l'est du Bouclier Reguibat, la présence d'épaisses formations de grauwackes et de laves calco-alcalines, associées aux granodiorites et monzogranites éburnéens, l'existence d'une tectonique tangentielle liée chronologiquement à l'activité magmatique calco-alcaline (Sabaté et Lameyre, 1971) permettent d'envisager une dynamique comparable à la dynamique actuelle. Il en est de même pour les domaines birrimiens de Côte-d'Ivoire, encore que les conditions d'affleurements souvent médiocres n'aient pas permis jusqu'à présent une analyse détaillée des relations des diverses formations et qu'une comparaison géochimique (Casanova, 1973) ait fait apparaître le carac-

tère systématiquement plus sodique des granitoïdes par rapport à leurs homologues mondiaux.

Nous avons rappelé les caractères singuliers des plutons cratoniques que nous considérons comme témoins de distension continentale, plus précisément d'efforts tectoniques contemporains de dislocations de plaques en domaine sialique préalalement cratonisé. Ces plutons que l'on trouve disséminés un peu partout dans les continents, sont de précieux indices et leur datation est une donnée fondamentale qu'il conviendra d'obtenir dans chaque cas pour une meilleure compréhension de l'activité géotectonique du globe.

En fait, la difficulté principale se trouve dans la présence de granitoïdes alcalins et souvent même à tendance hyperalcaline, succédant à l'épisode magmatique calcoalcalin de 2 000 millions d'années et dont l'extension dans de très vastes domaines de l'Afrique occidentale est sans commune mesure avec celle des plutons cratoniques de type Nigéria-Corse. Ces granitoïdes, que nous avons qualifiés de cratoniques précisément à cause de leur extension exceptionnelle et du manque de données sur leurs relations avec les phénomènes orogéniques, ont une origine difficile à imaginer. Avec une répartition très large, une composition en alcalins différente, des associations minérales souvent originales et des relations entre venues successives peu communes, ces granitoïdes précambriens pourraient constituer un autre type granitique non représenté dans les périodes plus récentes.

### Bibliographie

- ARNOULD, M. (1961). — Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du nord-est de la Côte-d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n° 3, 175 p.
- BARD, J.-P. (1974). — Remarques à propos de l'évolution géotectonique du craton Ouest-africain en Côte-d'Ivoire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, t. 278, p. 2405-2408.
- BARD, J.-P. et LEMOINE, S. (1974). — Relations entre tectonique, métamorphisme et mise en place de granitoïdes à deux micas dans le craton Ouest-africain de Côte-d'Ivoire. *Deuxième Réunion ann. des Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 avril 1974*, p. 28-29.
- BARRÈRE, J. (1967). — Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatite. Thèse Doct. d'Etat, Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand, 1965. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n° 42.
- BERTRAND, J.-M. et LASSERRE, M. (1973). — Age éburnéen de la série de l'Arechchoum (Hoggar central, Sahara algérien). *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, t. 276, p. 1657-1660.
- BEUF, S., BIJU-DUVAL, B., CHARPAL, O. DE, et al. (1968). — Une conséquence directe de la structure du bouclier africain : l'ébauche des bassins de l'Ahnet et du Mouydir au Paléozoïque inférieur. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. série, 38, p. 105-133.
- BILLINGS, M. P. (1956). — *The Geology of the New Hampshire*. Part II : *Bedrock Geology*. N. H. State Plan. Dev. Comm., Concord.
- BLACK, R. (1965). — Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, t. 260, p. 5829-5832.
- BLACK, R., JAUJOU, M. et PELLATON, C. (1967). — *Notice explicative sur la carte géologique de l'Air à l'échelle du 1/500 000*. Ed. B.R.G.M.
- BLANCHOT, A. (1955). — Le Précambrien de la Mauritanie occidentale. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Nancy. *Bull. Dir. Min. A.O.F., Dakar*, n° 17.
- BOISSONNAS, J. (1973). — Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne panafricaine en Ahaggar (Sahara Central, Algérie). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Paris-VI. *Mém. B.R.G.M.*, C.N.R.S., Paris.
- BONHOMME, M. (1962). — Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme ouest-africaine. *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand. Géologie-Minéralogie*, n° 5.

- BONIN, B. (1972). — *Le complexe granitique de la région de Tolla-Cauro (Corse)*. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Paris.
- BONIN, B., VIALETTE, Y. et LAMEYRE, J. (1972). — Géochronologie et signification du complexe granitique annulaire de Tolla-Cauro (Corse). *C. R. Som. Séances Soc. Géol. Fr.*, fasc. 2, p. 52-54.
- BORNUAT, M. et COULOMBEAU, C. (1972). — Prospection de la Dorsale Reguibate centrale (Mauritanie). Mission 1972. *B.R.G.M.*, Dakar. Rapport inédit.
- BOYADJIEW, S. (1967). — Über die Entwicklung des Magmatismus in Bulgarien. *Acta Geol. Acad. Hung.*, 11, p. 95-114.
- BUFFIÈRE, J. M., FAHY, J. C. et PETEY, J. (1966). — Sur l'ensemble précambrien Yetti-Eglab et sur sa couverture infratilitique en territoire algérien. *C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 262, p. 1513-1516.
- BURNHAM, C. W. (1963). — Viscosity of a water rich pegmatite melt at high pressure (abst.). *Proc. Geol. Soc. Amer.*, Ann. Mtg, p. 29 A.
- BURRETT, C. (1972). — Plate tectonics and the Hercynian orogeny. *Nature*, 239, p. 155-156.
- CABY, R. (1970). — *La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara Central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Montpellier, 1 vol., 336 p.
- CARRON, J.-P. (1969). — Vue d'ensemble sur la rhéologie des magmas silicatés. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 92, n° 5, p. 435-446.
- CASANOVA, R. (1973). — *Géochimie et minéralogie des granitoïdes éburnéens de Côte-d'Ivoire*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Nice.
- CHAYES, F. (1952). — The finer calcalkaline granites of New England. *J. Geol.*, 60, n° 3, p. 207-252.
- DESCHAMPS, M. (1974). — Etude du métamorphisme progressif d'une série volcano-sédimentaire acide (série d'Imourène - Dorsale Reguibate - Mauritanie). *Deuxième Réunion ann. des Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy)*, 22-26 avril 1974, p. 144.
- DESCHAMPS, M. et ROCCI, G. (1974). — Découverte d'un nouveau témoin de Série protérozoïque inférieur dans la Dorsale Reguibate : la Série de Tsalabia El Khadra (Mauritanie) (à paraître).
- DICKINSON, W. R. (1970). — Relations of andesites, granite and derivative sandstones to arc-trench tectonic. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 8, p. 813-860.
- DIDIER, J. (1964). — Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 23.
- DIDIER, J. (1973). — *Granites and their Enclaves*. Amsterdam, Elsevier/North Holland éd., coll. Developments in Petrology, n° 3.
- DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1969). — Les granites du Massif Central français. Etude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Miner. and Petrol.*, 24, p. 219-238.
- DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1971). — Les granitoïdes du Massif Central français. In : *Symposium J. Jung*, Clermont-Ferrand, Plein. Air. service éd.
- DIDIER, J. et LAMEYRE, J. (1974). — *Colloque Rennes*, C.N.R.S. (à paraître).
- ENGEL, A. E. J., ITSON, S. P., ENGEL, C. G., STICKNEY, D. M. and CRAY, E. J. (1974). — Crustal evolution and global tectonics : a petrogenic view. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85, n° 6, p. 843-858.
- EVANS, B. W. (1965). — Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.*, 263, p. 647-667.
- FABRIES, J. et ROCCI, G. (1972). — Evolution cristallogénétique des amphiboles dans la série granitique de Fort-Trinquet (Mauritanie). *Contr. Mineral. and Petrol.*, 35, p. 215-225.
- FOLAND, K. A., QUINN, A. W. and GILETTI, B. J. (1971). — K-Ar and Rb-Sr Jurassic and Cretaceous ages for intrusives of the White Mountain magma series. *Am. J. Sci.*, 270, p. 321-330.
- FYFE, W. S. (1973). — The generation of batholiths. In : P. J. Wyllie (ed.), *Experimental petrology and new global tectonics. Tectonophysics*, 17, p. 273-283.
- GIUSCA, D., CIOFLICA, B. e SAVU, H. (1966). — Caracterizarea petrologica a provinciei banatitice. *Ann. Com. Geol.*, XV, p. 13-45.
- GRAVELLE, M. (1969). — *Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibéhaouine*. Thèse Doct. d'Etat. Fac. Sc. Univ. Paris, 3 vol.
- GREEN, T. H. and RINGWOOD, A. E. (1968). — Genesis of the calc-alkaline igneous suite. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 18, p. 105-162.

- HALL, A. (1971a). — Greisenization in the granite of Cligga Head, Cornwall. *Proc. Geol. Ass.*, 2, p. 200-230.
- HALL, A. (1971b). — The relationship between geothermal gradient and the composition of granitic magmas in orogenic belts. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 32, p. 186-192.
- HUANG, W. L. and WYLLIE, P. J. (1973). — Melting relations of muscovite-granite to 35 kb as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 42, p. 1-14.
- JACOBSON, R. R. E., MACLEOD, W. N. and BLACK, R. (1958). — Ring-complexes in the Younger granites Province of northern Nigeria. *Geol. Soc. London, Mémoire* n° 1.
- JACOBSON, R. R. E., SNELLING, N. J. and TRUSWELL, J. F. (1963). — Age determinations in the geology of Nigeria, with special references to the older and younger granites. *Overseas Geol. Min. Res.*, 9, p. 168-182.
- JAKES, P. and WHITE, A. J. R. (1971). — Composition of island arcs and continental growth. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 12, p. 224-230.
- JOHANNSEN, P. D. A. (1949). — *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*. Univ. Chicago Press, 3<sup>e</sup> éd.
- KARPOFF, R. (1960). — La géologie de l'Adrar des Iforas (Sahara central). Thèse Doct. d'Etat, Fac. Sc. Paris, 1958. *Bull. Serv. Géol. Prosp. min. A.O.F.*, Dakar, n° 30.
- KOCH, P. (1955). — *Le Précambrien de la frontière occidentale du Cameroun central*. Thèse Doct. d'Etat, Fac. Sc. Nancy.
- LACROIX, A. (1899-1900). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 10, n° 64 (1899) et 11, n° 71 (1900).
- LAMEYRE, J. (1966). — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. Thèse Doct. d'Etat. *Ann. Fac. Sc. Clermont-Ferrand*, n° 29, fasc. 12.
- LAMEYRE, J. (1973a). — Avant-propos. Séance spécialisée de la Société géologique de France consacrée aux granitoïdes varisques d'Europe occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. 15, n° 3/4, p. 193.
- LAMEYRE, J. (1973b). — Les marques de l'eau dans les leucogranites du Massif Central français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. 15, n° 3/4, p. 288-295.
- LAMEYRE, J., CANCE, E., REROLLE, H. et RIVET, P. (1960). — Rapport de fin de mission. *Rapp. inéd. BIA*, Paris, n° 743, 76 p.
- LAMEYRE, J. et LASSERRE, M. (1967). — Etude géochronologique des syénites alcalines et néphéliniques du Massif annulaire de Hassi-el-Fogra. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 265, p. 733-736.
- LASSERRE, M., LAMEYRE, J. et BUFFIÈRE, J. M. (1970). — Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. *Bull. B.R.G.M.*, n° 2, p. 5-13.
- LEFORT, P. (1973). — Les leucogranites à tourmaline de l'Himalaya sur l'exemple du granite du Manaslu, Népal central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. 15, n° 5/6, p. 555.
- LETERRIER, J. (1972). — *Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège)*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Nancy-I.
- MARRE, J. (1970). — Relations texturales et structurales entre les principaux types de roches dans le massif de Quérigut (Ariège). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 271, p. 1661-1664.
- MATTAUER, M. (1972). — Existe-t-il des chevauchements de type himalayen dans la chaîne hercynienne du Sud de la France? *Deuxième Réunion ann. des Sc. de la Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 avril 1974*, p. 279.
- MICHEL-LÉVY, A. (1874). — Note sur une classe de roches éruptives intermédiaires entre les granites porphyroïdes et les porphyres granitoïdes. Groupe des granulites. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3<sup>e</sup> série, t. 2, p. 177-189.
- MICHOT, P. (1972). — A la recherche des océans perdus. *Acad. roy. Belgique, Bull. Cl. des Sc.*, 5<sup>e</sup> série, t. 58, p. 1401-1430.
- MIYASHIRO, A. (1972). — Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. *Am. J. Sci.*, 272, p. 629-656.
- MOORE, J. G. (1959). — The quartz diorite boundary line in the western United States. *J. Geol.*, 67, p. 198-210.
- NICOLAS, A. (1972). — Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the andean type? *Nature*, 236, n° 5344, p. 221-223.
- QUIN, J. P. (1969). — *Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Marseille.
- RAGUIN, E. (1970). — *Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique*. Paris, Masson éd., 240 p.

- ROCCI, G. (1957). — Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du Pays Reguibat (Mauritanie du Nord). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Nancy, 1955. *Bull. Dir. Min. A.O.F.*, Dakar, n° 21.
- ROCCI, G. (1960). — Le Massif du Terraouadji (République du Niger). Etude géologique et pétrographique. *Notes du B.R.G.M.*, n° 6, Dakar.
- ROCCI, G. (1972). — Les granites du couple « craton-zone mobile » au Sahara centro-occidental. Extr. *Actes du Colloque Intern. sur les corrélations du Précambrien*, Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 236, p. 105-112 et *Coll. Intern. C.N.R.S.*, Paris, n° 192.
- SABATIER, G. (1959). — Recherches sur la déformation sous charge à haute température de quelques roches éruptives. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 82, p. 3-11.
- SABATE, P. et LAMEYRE, J. (1971). — La zone de jointure Yetti-Eglab dans la Dorsale Reguibat. *Sixième Coll. Géol. Afriq.*, Leicester.
- SABATE, P. (1972). — Structure de la série du Yetti. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 275, p. 2591-2594.
- SEMROUD, F. (1971). — Thèse de spécialité, Alger.
- SHAW, H. R. (1964). — Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas. *Am. J. Sci.*, 263, p. 120-152.
- SOUGY, J. (1960). — Les séries précambriennes de la Mauritanie nord-orientale (A.O.F.). *21st Intern. Geol. Congr. Norden*, part IX, section 9, p. 59-68.
- TAGINI, B. (1971). — Esquisse structurale de la Côte-d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse Fac. Sc. Univ. Lausanne, SODEMI, Abidjan. *Bull. Dir. Mines Géol. Côte-d'Ivoire*, n° 5, 302 p.
- TURNER, D. C. (1962). — *The Geology of the Younger Granite Ring Complex of the Sara-Fier and Pankshin Hills, Northern Nigeria*. Ph. D. Thesis, Univ. of London, 269 p.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, N. C. (1958). — Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$ - $\text{K Al Si}_3 \text{O}_8$ - $\text{Si O}_2$ - $\text{K}_2 \text{O}$ . *Geol. Soc. Am.*, mém. 74.
- VACHETTE, M. et BRONNER, G. (1973). — Ages radiométriques Rb/Sr, de 2 900 et 2 700 m.a., des séries précambriennes de l'Amsaga et du Tiris, Dorsale Reguibat (Mauritanie). *Septième Coll. Géol. africaine*, Florence.
- VACHETTE, M., ROCCI, G., SOUGY, J., CARON, J.-P.-H., MARCHAND, J., SIMON, B. et TEMPIER, C. (1973). — Ages radiométriques Rb/Sr, de 2 000 à 1 700 m.a., de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie nord et nord-est de la Dorsale Reguibat (Mauritanie septentrionale). *Septième Coll. Géol. africaine*, Florence.
- WEBER C. (1973). — Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris, données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7<sup>e</sup> série, t. 15, p. 252-259.