

Caractères structuraux, pétrographiques et géochimiques de la mobilisation syntectonique dans les gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental, Sahara central)

par JEAN-MICHEL L. BERTRAND *

PLANCHE III.

Sommaire. — Le problème de la distinction des gneiss migmatitiques appartenant à un socle et à une couverture est étudié dans les gneiss de l'Aleksod où des critères structuraux simples ont permis *localement* de distinguer les deux ensembles. De grands domaines de gneiss banals échappent à première vue à cette forme d'analyse ; cependant l'étude des faciès mobilisés permet, sauf dans le cas de la remobilisation d'anciens faciès granitiques, de préciser cette distinction. La mobilisation syntectonique très importante dans la couverture correspond, dans des roches à chimisme varié (gneiss dioritiques et gneiss granitiques), à une anatexie accompagnée d'une séparation des phases plus ou moins importantes (gneiss veinés). Par contre, les gneiss rubanés du socle présentent une mobilisation beaucoup plus discrète, en taches et en veines fines qui peuvent être interprétées comme le résultat d'une différenciation métamorphique.

I. — INTRODUCTION.

Gneiss et granites occupent la plus grande partie du « compartiment suggarien » central du bouclier touareg. A la Tefedest très granitisée, s'oppose, à l'E, la chaîne Égéré-Arefsa [13] où des gneiss quartzo-feldspathiques (série de l'Arechchoum *s. l.*) sont étroitement imbriqués à des paragneiss variés (série de l'Égéré) à la faveur d'une intense tectonique polyphasée [1] (fig. 1). Certains massifs de gneiss présentent des caractères structuraux distinctifs qui permettent de les considérer comme des faciès polycycliques et polymétamorphiques résultant de la reprise d'un vieux socle dans les conditions du faciès amphibolite [2].

Dès lors, deux hypothèses peuvent être envisagées pour interpréter l'ensemble des gneiss du « Suggarien » de l'Aleksod, tableau I¹ :

1. — La plupart des gneiss appartiennent à un seul cycle ancien (série de l'Arechchoum). C'est l'hypothèse qui a été développée dans les publications antérieures : les différences d'un ensemble gneissique à l'autre étant dues à

l'hétérogénéité primitive, ou au résultat de l'évolution tectonique et métamorphique du vieux socle dans des étages structuraux différents de la nouvelle chaîne.

2. — Les gneiss ont deux origines distinctes :
— les uns correspondent à l'évolution polycyclique du vieux socle ;
— les autres à l'évolution monocyclique d'un matériel « neuf » (volcanisme ou plutonisme anté à syn-tectonique).

Les critères classiquement utilisés pour définir l'existence d'un socle et d'une couverture (discordances, structures plissées, anciennes reprises, polymétamorphisme, filons antécédents) sont difficilement utilisables lorsque le cycle le plus récent a intensément déformé et mobilisé l'ensemble socle-couverture dans les conditions du faciès amphibolite (cas fréquent dans les boucliers précambriens). Si, localement il est possible de retrouver ces critères, et donc de prouver

* Centre de recherches sur les zones arides, Fac. des sciences, 34-Montpellier. Note présentée à la séance du 1^{er} mars 1971, manuscrit définitif reçu en avril 1972.

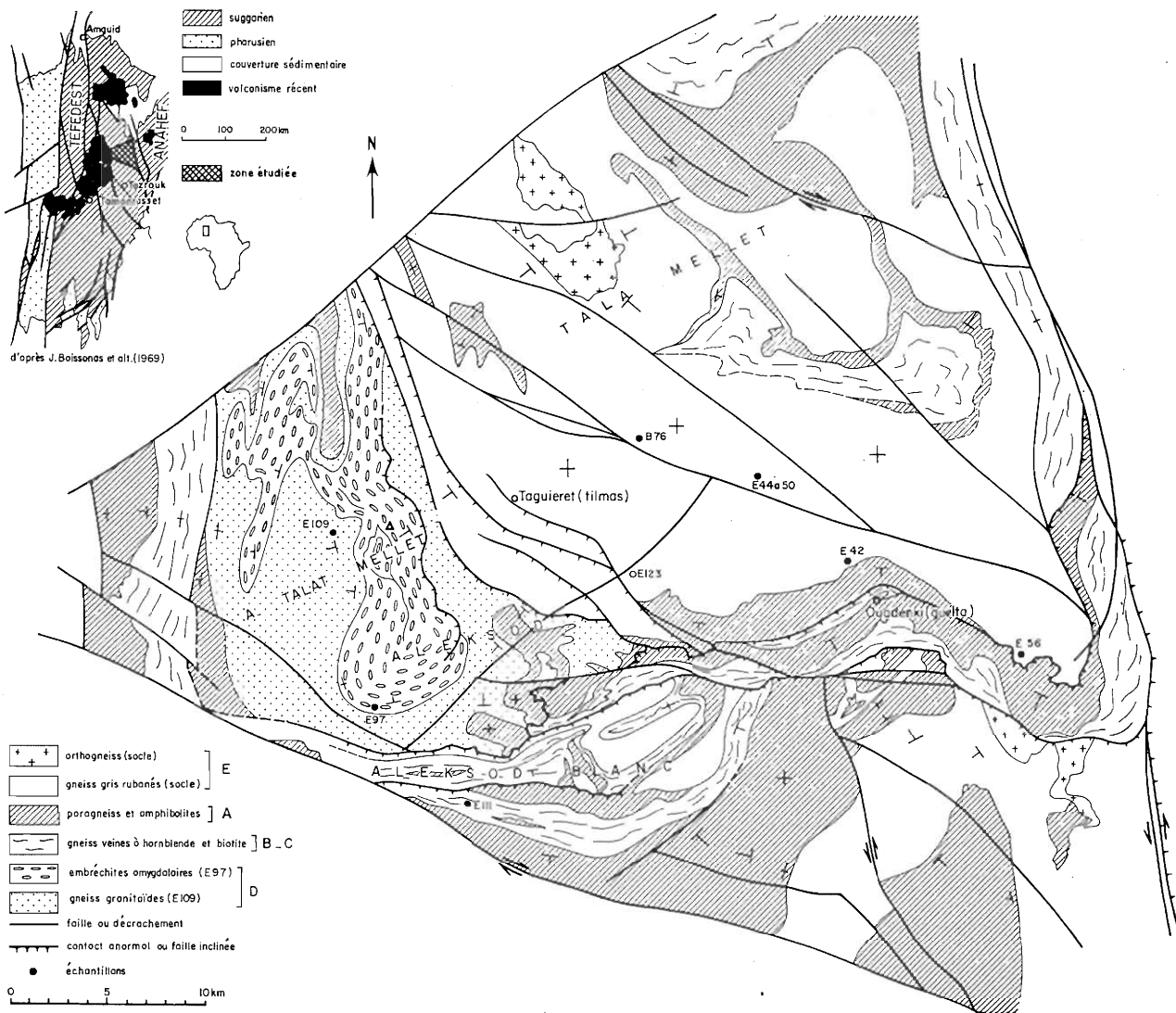


FIG. 1. — Schéma structural de l'Aleksod et du Tala Mellet.

Séries	Déformations	Métamorphisme	Intrusions post-tectoniques	Magmatisme anté- et syn-orogénique	Plutonisme post-tectonique	Age présumé
Série de l'Arech-choum (gneiss rubanés gris)	Plis intrafoliaux (P ₀)	Amphibolite faciès et migmatisation	Filons basiques D1 Orthogneiss Embréchites amygdalaires et gneiss granitoïdes (Talat Mellet)			= 2000 Ma
+++++ Discordance effacée par la tectonique +++++						
Série de l'Egéré	Plis P ₁ isoclinaux et couchés, axe 280-320	Amphibolite faciès (B2-3), mobilisation syntectonique, métamorphisme et plissement des filons D1		Gneiss veinés à Hnb et biot.		1100 Ma?
	Plis P ₂ droits ou déversés, axe 200-230°. Déformation semi-mylonitique des gneiss	Amphibolite faciès (B2-3)	Filons basiques D2 (greensch. faciès) lamprophyres et microgranites	Diorites de l'O. Tihilette		ou 650 Ma?
+++++ Discordance du Pharusien de l'Arefsa (Tin Tourha, voir C. Kilian, 1932, et M. Lelubre, 1952) +++++						
"Pharusien" de l'Arefsa	Plis P ₃ (axe 350) droits disposés en "couloirs" Accidents cisailants de l'O. Irharhar et de l'O. In Emereri	Recristallisation des gneiss dans le Pharusien, amphibolites épidote subfaciès	microdiorites liées au complexe magmatique Aha'n'Souri	Gneiss rouges de Tazrouk (volc. acide et granophyres)		650 Ma
				Granodiorites et quartz. Diorites de l'O. Aha'n'Souri et du Serkout; granites calco-alcalins du Serkout		550 Ma

TABL. I. — Chronologie des événements thermotectoniques.

l'existence de plusieurs cycles orogéniques [2], des masses énormes de matériel gneissique *banal* échappent à cette forme d'analyse.

Le but de cette étude est de rechercher si, en l'absence de critères structuraux univoques, la distinction entre deux types de gneiss (hypothèse 2) est possible par d'autres voies : composition chimique des gneiss, évolution de la mobilisation en zone profonde.

II. — STRUCTURE ET PÉTROGRAPHIE DES GNEISS.

1) Définition des ensembles gneissiques.

Des ensembles ont été définis cartographiquement à petite échelle d'après la composition minéralogique et la texture des gneiss. Le premier de ces ensembles répond à la définition de la « série de l'Égéré » de M. Lelubre [13], tandis que les autres forment soit des dômes à structure complexe (Tala Mellet-Ouadenki)², soit des niveaux plus ou moins épais (de cinquante à plusieurs centaines de mètres) plissés isoclinalement en même temps que la « série de l'Égéré ».

A. *Paragneiss alumineux* à disthène. Ils sont toujours associés à des marbres, des pyroxénites, des amphibolites et des quartzites (guelta d'Age-nou, Oued Ouadenki, Oued Irnezzouf).

B. *Gneiss veinés à hornblende et biotite* (Oued In Asil, Oued In Assakane), souvent associés à des amphibolites mobilisées (pl. III, fig. 1 et 2).

La hornblende, en grands blastes hypidiomorphes incluant la biotite très brune et le grenat, est parfois remplacée par une biotite verte en petites lamelles disposées en rosettes (avec exsudation de calcite et d'épidote). Le grenat, fréquent dans les veines claires, est souvent associé à la hornblende et à la biotite. Le plagioclase hypidiomorphe englobe des quartz. Intensément antiperthitique (antiperthite en lamelles réglées sur les deux clivages principaux et sur une direction diagonale à ces clivages), il est rarement zoné. Dans les faciès riches en feldspath potassique où les antiperthites sont abondantes, le plagioclase est souvent frangé d'albite (la myrmékite est rare). Y compris dans les amphibolites (échantillon E. 113), le pourcentage d'anorthite est bas (de An 21 à An 32) et variable dans la même lame mince. On trouve, dans les parties claires, de grands blastes de microcline perthitique associés à du microcline très quadrillé en petits éléments entre les blastes de plagioclase. Les minéraux accessoires sont très abondants : zircon, apatite, allanite.

C. *Gneiss veinés plagioclasiques* à biotite et muscovite (In Bazzen, Aokassit). Ils contiennent

d'abondants niveaux de leptynites et de quartzites.

D. *Embréchites amygdalaires*³ et gneiss granitoïdes du Talat Mellet (accessoirement gneiss veinés et gneiss œillés).

Deux sous-ensembles peuvent y être distingués, formés respectivement d'embréchites amygdalaires et de gneiss granitoïdes rubanés. Étroitement associés, ils contiennent localement des niveaux peu épais de gneiss fins à grenat, disthène, sillimanite. Cet ensemble (échantillons E. 97 et E. 109) est donc relativement hétérogène mais la composition minéralogique et les types d'arrangement des minéraux varient peu.

Les structures sont souvent mylonitiques et correspondent à une transposition de la première foliation datant de la phase I, accompagnée d'une réorientation des phyllites et de la formation de rubans de quartz à bords dentelés ; les feldspaths sont tordus, fracturés et recimentés par du quartz et du microcline interstitiel : on peut attribuer cette nouvelle foliation à la seconde phase de plissement très intense dans ce massif. Lorsque cette déformation tardive est faible, les minéraux sont organisés selon une foliation discontinue : les micas sont répartis soit en amas avec la hornblende, soit de façon uniforme dans l'espace (texture granitoïde).

Le plagioclase forme des blastes hypidiomorphes présentant parfois une frange d'albite ; le pourcentage d'anorthite varie dans une même lame mince de An 21 à An 28 avec un maximum à An 25. Le feldspath potassique présente cinq habitus : 1) en blastes perthitiques homogènes associés aux plagioclases (structure diablattique) ; 2) en éléments xénomorphes à bords convexes et à enclaves de plagioclase et de quartz développant souvent des myrmékites au contact des plagioclases ; 3) en petits éléments interstitiels quadrillés qui cimentent les intergrains ou les fissures des plagioclases ; 4) en liséré marginal entre les blastes de plagioclase et le quartz ; 5) en taches antiperthitiques qui peuvent être orientées ou anarchiques dans les plagioclases. Le quartz présente très souvent des contours dentelés, finement engrenés lorsqu'il n'est pas franchement mylonitique. La grande abondance de minéraux accessoires dans certains faciès (apatite, zircon, allanite, sphène) s'oppose à leur quasi-absence dans les termes leucocrates très riches en microcline. Le grenat, automorphe, est très petit et souvent moins abondant que les minéraux accessoires. Les minéraux colorés, biotite et hornblende, sont associés en amas avec du sphène, du quartz et du microcline.

E. *Gneiss plagioclasiques gris à grain fin* de

Ouadenki-Tala Mellet (échantillons E. 42 et E. 56). Ce sont des gneiss homogènes ou rubanés essentiellement plagioclasiques où la mobilisation se manifeste en taches (flecky gneiss) plutôt qu'en veines (pl. III, fig. 3).

A l'échelle microscopique il faut remarquer que, contrairement aux embréchites du Talat Mellet, le quartz présente toujours un habitus arrondi. Les contacts entre grains sont nets et non dentelés. Dans beaucoup de faciès (surtout dans les faciès homogènes) on observe des amas constitués d'une association symplectique très fine de quartz et de plagioclase, riche en microcline intergranulaire : *c'est la seule manifestation du feldspath potassique dans certaines roches*. L'antiperthite, en taches non réglées, est fréquente. Le microcline borde les contacts entre quartz et plagioclase en lisérés très fins et s'insère dans les fissures du plagioclase. Dans certains cas, des zones à structure submylonitique sont enrichies en microcline, ce qui suggère, comme dans les faciès précédents, une mobilité très grande du microcline jusque dans les stades tardifs de l'évolution. Le plagioclase varie de An 12 à An 27. Parfois zoné (normal ou inverse) c'est, en général, de l'oligoclase An 25. Toutes les valeurs au-dessous de An 23 correspondent à des cas particuliers : veines, taches, plagioclases zonés. La biotite, toujours verte, remplace parfois la hornblende : l'association la plus courante est biotite-hornblende-épidote. Les minéraux accessoires (sphène-zircon-apatite, minéraux opaques, grenat) sont en règle générale peu abondants.

Des filons de granitoïdes recoupent le rubanement des gneiss (pl. III, fig. 4) ; leur texture est rubanée (parallèlement aux épontes), bréchique (pegmatoïde) ou équante (aplitique). Ces filons de granitoïdes sont souvent localisés dans des surfaces subhorizontales de cisaillement qu'ils cicatrisent.

Dans les gneiss tachetés (flecky gneiss) les taches sont surimposées à une trame homogène ou finement rubanée. Elles comportent un cœur de hornblende, biotite et épidote (la hornblende est parfois seule) et une auréole sans contours nets de plagioclase plus acide (An 20) que celui du gneiss encaissant (An 25). Le microcline est absent des taches autour desquelles on n'observe pas d'enrichissement en minéraux ferromagnésiens. Ces « taches », qui évoluent parfois en veines fines, peuvent être assez bien datées par rapport à la phase I : rarement discordant, cette forme de mobilisation a pu se former pendant ou juste après la première phase et elle est toujours déformée par la seconde. Ce n'est pas

le cas pour les filons de granitoïdes qui apparaissent toujours là où la seconde phase ne se manifeste pas : il est donc difficile de préciser s'il s'agit de l'évolution ultime de la phase I ou si les cisaillements sont l'équivalent discontinu des déformations souples de la phase II.

2) *Le métamorphisme et la mobilisation.*

Le degré et le type moyen du métamorphisme peuvent être déduits en première analyse des paragenèses observées dans les paragneiss encaissants (et dans les rares niveaux fins localement interstratifiés). Ce sont des paragenèses typiquement barroviennes, à disthène abondant et biotite-muscovite-grenat, la sillimanite, sporadique, est toujours sous forme de fibrolite. Il est important de souligner que, aux rétro-morphoses locales près (liées à la phase III ou à des cisaillements tardifs), le degré de métamorphisme ne varie que très peu dans toute la zone étudiée ; on peut toutefois signaler une légère augmentation du métamorphisme vers le NE (Amador).

Dans les gneiss quartzo-feldspathiques (ensembles B, C, D, E), l'étude des associations feldspathiques et des rapports entre parties claires et parties sombres ⁴ permet dans tous les cas d'envisager une évolution polyphasée :

— la coexistence de plagioclases à teneur variable en anorthite indique, étant donné la rareté et la faible amplitude des zonations observées, un déséquilibre incompatible avec une simple mobilisation de type anatectique ;

— les antiperthites en taches irrégulières (antiperthites de remplacement), les amas à structure symplectique riches en myrmékites et les franges albitiques, voisinant aussi bien dans les parties claires que dans les paléosomes avec des grands éléments de microcline perthitique, sont l'indice d'une différenciation métamorphique (la dualité d'habitue du feldspath potassique ne peut pas provenir de la cristallisation d'un eutectique) ;

— les faciès nettement veinés (ensembles B et C), où l'on peut sans ambiguïté définir un néosome (pl. III, fig. 2), correspondent à une mobilisation anatectique qui a été ensuite reprise dans une différenciation métamorphique (amphibolite faciès). Les faciès embréchitiques de l'ensemble D, où l'on ne peut pas définir nettement de paléosome, peuvent dans ce cas provenir des différenciations métamorphiques accompagnant les déformations (deux phases) subies par un ancien granite.

Étant donné les habitus du feldspath potassique dans les gneiss quartzo-feldspathiques, on peut supposer que, lors de la première phase

responsable de la formation des néosomes, l'isograde muscovite (—) a été sinon dépassée, du moins effleurée; les paragenèses à muscovite observées dans les paragneiss correspondent alors entièrement à la seconde phase : dans la synforme de l'Oued Tirehatin [1] des gneiss veinés sont intensément refoliés par la phase II; cette nouvelle foliation s'accompagne d'un développement important de muscovite et la sillimanite y est sporadique. En règle générale, la muscovite apparaît dans toutes les zones où la phase II est intense.

On peut donc admettre que lors de la phase I, le subfaciès sillimanite-almandin-orthose (B 2, 3) a pu se développer et qu'il subsiste à l'état relique dans les zones peu affectées par les rétro-morphoses ultérieures (en particulier dans certains gneiss très feldspathiques). Par contre, le subfaciès disthène-almandin-muscovite (B 2, 2) caractérise la phase II et correspond aux paragenèses les plus couramment observées.

On ne peut donc pas exclure une évolution anatectique des gneiss lors de la première phase.

3) Le problème du socle et de la couverture.

Les observations pétrographiques ne permettent pas, comme on peut le voir, de préciser lesquels parmi ces ensembles appartiennent au socle ou à la couverture; en effet, on ne peut nulle part mettre en évidence un minéral ou une paragenèse relique d'un cycle ancien et l'assemblage minéral actuel date partout de la première phase (mobilisation principale) et surtout de la seconde phase (transposition de foliation et différenciation métamorphique). Or, nous savons [2]

que l'un de ces ensembles (E), au moins, correspond à un ancien socle repris dans un cycle orogénique plus récent : des plis P_0 y affectent un rubanement ancien et sont repris par les plis couchés isoclinaux P_1 seuls visibles dans les autres ensembles gneissiques. Des filons basiques recoupent le rubanement ancien et les plis P_0 sont plissés et foliés par la première phase de plis, dans les conditions du faciès amphibolite.

Pour les autres ensembles gneissiques, à l'exception toutefois des faciès métasédimentaires de l'ensemble A (série de l'Égéré) dont le caractère de couverture n'est guère douteux et des ensembles B et C toujours étroitement associés sur le terrain, nous en sommes réduits aux hypothèses.

Malgré l'absence de filons basiques et de structures plissées anciennes, les gneiss de l'ensemble D peuvent être rapprochés de ceux de l'ensemble E⁵ : au cœur du dôme du Tala Melletaffleure un complexe de gneiss œillés et embréchitiques identiques à ceux du Talat Mellet.

III. — L'ORIGINE DU MATÉRIEL ET LES MODALITÉS DE LA MOBILISATION D'APRÈS LES DONNÉES QUANTITATIVES (GÉOCHIMIE, ANALYSE MODALE).

1) Échantillonnage et méthodes d'étude.

Dans le cadre de programmes groupés de géochimie (avec le C. R. P. G. Nancy et C. Dupuy, Montpellier) et de géochronologie (avec M. Lasserre, Clermont-Ferrand), un échantillon-

	Ensemble E			Ensemble D			Ensemble D		
	gneiss rubanés			faciès embréchités			faciès rubanés		
	(y compris mobilisés)			amygdalaires et gneiss			et veinés		
				granitoïdes					
	27			19			11		
	min	moy	max	min	moy	max	min	moy	max
Quartz	12,59	25,72	32,90	6,79	31,98	44,72	17,55	32,90	61,20
Microcline	2,33	11,93	35,78	7,80	24,41	39,63	2,32	16,77	28,66
Plagio.	36,25	51,59	65,88	4,03	36,48	55,54	4,03	40,84	61,91
Biotite	1,23	8,35	24,48	1,08	6,05	16,16	0,05	7,62	15,61
Hornblende	0,00	0,89	6,18						

TABL. II.

nage systématique des faciès les plus caractéristiques a été réalisé : gneiss veinés à hornblende et biotite, embréchites amygdalaires, gneiss granitoïdes et gneiss gris.

Cet échantillonnage est extensif : il regroupe le plus grand nombre de faciès différents d'une même formation indépendamment des relations structurales ou génétiques supposées. Les analyses des éléments majeurs ont été effectuées

au C. R. P. G. de Nancy ; celles des éléments en trace au Laboratoire de pétrologie de Montpellier.

Les résultats des analyses modales (tabl. II) ⁶ sont étudiés sur un diagramme, inspiré de Engel et Engel [6], qui permet de suivre l'évolution des pourcentages des différents minéraux en fonction du feldspath potassique (fig. 2) et sur des diagrammes triangulaires quartz-(somme

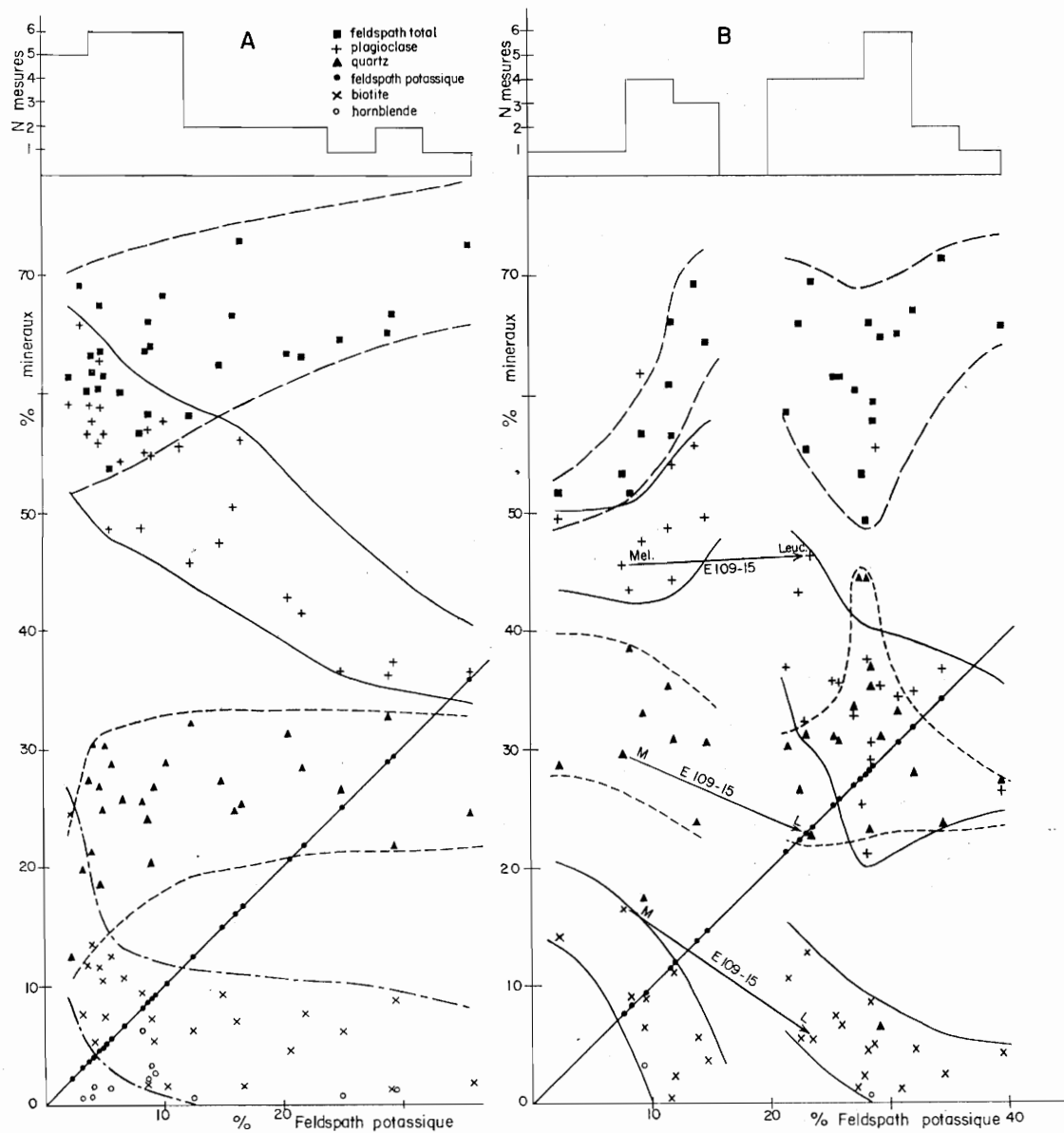


FIG. 2. — Évolution des pourcentages de minéraux en fonction de la teneur en feldspath potassique. 2 A) Ensemble « E », les courbes continues sont dues à l'homogénéité du matériel originel. 2 B) Ensemble D, la lacune et la rupture des courbes indiquent un mélange de plusieurs populations. Noter que le mélanosome et le leucosome d'une même roche se répartissent de part et d'autre de la lacune.

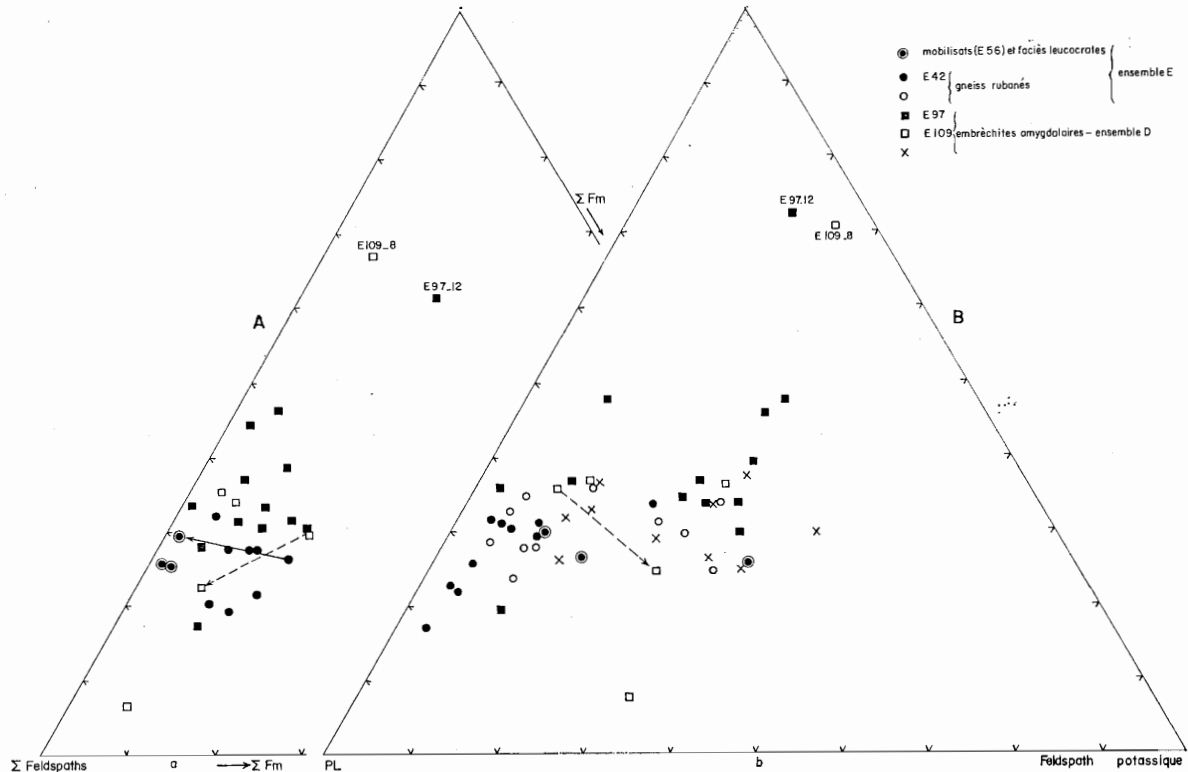


FIG. 3. — A) Diagramme (mode) quartz-somme des feldspaths-somme des minéraux ferromagnésiens. La flèche en trait plein indique une lignée dans les faciès de l'ensemble E, aboutissant à un mobilisat ; la flèche tiretée correspond à l'enrichissement en feldspath dans le leucosome d'un faciès embréchitique. B) Diagramme (mode) quartz-plagioclase-microcline.

des feldspaths)-(somme des minéraux coloriés) et quartz-plagioclase-microcline (fig. 3) [16].

Les teneurs moyennes en oxydes sont données à titre indicatif pour les différents ensembles gneissiques (tabl. III) : l'écart important entre les teneurs extrêmes montre que ces moyennes sont une valeur très relative (des analyses plus nombreuses seraient nécessaires) et que seule une étude point par point peut permettre de dégager les tendances évolutives. Ces tendances sont étudiées sur trois diagrammes : quartz-albite-orthose (normes C. I. P. W.) ; $K_2O-(Na_2O + CaO)-(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ (% pondéral d'oxydes) ; $CaO-Na_2O-K_2O$ (% pondéral d'oxydes) (fig. 4 A, 4 B et 4 C).

2) Origine du matériel et modalités de la mobilisation.

Les migmatites sont des roches composites à l'échelle microscopique qui comportent une partie géochimiquement mobile (fraction d'origine ignée ou d'apparence ignée) et une partie moins mobile [5].

Cette mobilité peut se manifester de deux façons différentes :

— introduction de matériel allochtone d'origine ignée (« injection gneiss ») ou d'un apport extérieur sous forme « ionique » (métasomatose) [20, 23] ;

— évolution sur place du matériel, en relation avec des conditions thermodynamiques particulières, qui peut être envisagée soit sous la forme d'une fusion partielle [anatexie différentielle, cf. 7, 16, 17], soit sous la forme d'une ségrégation sur place (différenciation métamorphique) n'impliquant rien d'autre qu'une redistribution du feldspath alcalin et de la biotite à la faveur d'anisotropies originelles de composition [10, 15, 14, 18] ou une remise en solution sélective [12].

Dans le cas des gneiss veinés, la composition du leucosome et le fait qu'il soit accompagné ou non d'une marge mélanocrate peut, d'après certains auteurs [14], permettre de préciser le processus de formation. Mais, si on accepte l'hypothèse de la genèse de migmatites par un processus de fusion, cela n'est pas certain, car

	Gneiss rubanés du socle				Granitoïdes sécants du socle				Embréchites amygdalaires et gneiss granitoïdes (Talat Mellet)				Gneiss veinés à biotite et hornblende			
Nb. Ech.	28				14				33				9			
	Moy.	Ecart type	Max.	Min.	Moy.	Ecart type	Max.	Min.	Moy.	Ecart type	Max.	Min.	Moy.	Ecart type	Max.	Min.
SiO ₂	71,27	0,471	75,40	65,30	71,50	0,338	73,20	68,90	73,55	0,464	78,40	68,80	63,73	2,442	74,50	49,00
Al ₂ O ₃	15,01	0,172	16,70	13,00	15,84	0,211	17,20	14,40	13,63	0,190	14,95	8,90	14,91	0,691	17,95	12,25
FeO	1,93	0,132	3,44	0,64	1,76	0,767	1,67	0,39	1,73	0,161	4,35	0,63	4,68	0,484	6,94	1,69
Fe ₂ O ₃	0,28	0,058	1,12	0,00	0,09	0,020	0,18	0,00	0,35	0,067	1,01	0,00	1,21	0,195	1,97	0,38
MnO	0,04	0,003	0,09	0,01	0,02	0,003	0,04	0,01	0,03	0,003	0,09	0,00	0,10	0,015	0,18	0,02
MgO	0,62	0,063	1,39	0,00	0,34	0,070	0,79	0,00	0,42	0,075	1,69	0,00	1,74	0,699	6,79	0,00
CaO	2,75	0,132	4,18	1,59	2,53	0,143	3,56	1,74	1,65	0,136	3,49	0,50	4,17	0,771	8,54	0,65
Na ₂ O	4,50	0,150	5,60	1,79	5,28	0,175	6,76	4,24	3,58	0,144	5,30	0,96	3,46	0,177	4,06	2,55
K ₂ O	2,49	0,223	5,44	1,38	2,48	0,293	4,04	1,04	4,21	0,199	7,23	1,68	2,99	0,414	5,65	1,40
TiO ₂	0,29	0,023	0,51	0,04	0,20	0,016	0,26	0,14	0,26	0,031	0,65	0,02	0,55	0,071	0,93	0,16
P ₂ O ₅	0,13	0,009	0,22	0,06	0,06	0,007	0,11	0,02	0,10	0,012	0,23	0,01	0,23	0,033	0,35	0,03
H ₂ O +	0,39	0,061	1,79	0,10	0,33	0,042	0,55	0,15	0,35	0,026	0,67	0,08	0,75	0,159	1,91	0,27
H ₂ O -	0,07	0,005	0,15	0,02	0,08	0,013	0,17	0,01	0,07	0,005	0,16	0,00	0,07	0,010	0,11	0,03
Ech.	E. 42				E. 56				97. I : 97. II : 109							
Nb. Ech.	10				9				8 : 7 : 7							
Li	10 ^{±3}				25 ^{±5}				39 ^{±7} : 32 ^{±15} : 83 ^{±70}							
Rb	55 ^{±14}				53 ^{±16}				167 ^{±20} : 223 ^{±26} : 264 ^{±95}							
Cs	4,3 ^{±1,6}				3,9 ^{±1,4}				5,5 ^{±2,9} : 5,0 ^{±3,3} : 7,6 ^{±4,8}							
Sr	511 ^{±64}				741 ^{±92}				193 ^{±15} : 114 ^{±51} : 75 ^{±40}							
K/Rb	297 ^{±48}				382 ^{±33}				187 ^{±27} : 198 ^{±26} : 151 ^{±10}							
Rb/Sr	0,118 ^{±0,055}				0,072 ^{±0,00}				0,869 : 2,279 : 5,112 +0,121 : +0,928 : +3,803							

TABL. III. — Analyses chimiques (moyennes).

Les groupes E. 97.I et E. 97.II ont été définis d'après la teneur en K, à rapport K/Rb constant [3]. L'écart type sur la moyenne est calculé selon la formule :

$$S_m = \frac{\sqrt{(n-\bar{x})^2}}{n-1} \sqrt{n}$$

(n : nb de déterminantes ; \bar{x} : moyenne.)

on peut obtenir par anatexie des mobilisats de compositions très variées ; d'après Von Platen, à conditions P et T identiques, le rapport original Ab/An, la composition de la phase gazeuse et les conditions d'oxydo-réduction influent considérablement sur la composition du premier liquide formé. Ce point de vue est discuté par Weill et Kudo [24]. Ceux-ci montrent que les sous-systèmes, définis par le rapport Ab/An dans les systèmes Q.Ab.An.Or, ne peuvent pas présenter un point de fusion unique ni une composition

unique du premier liquide formé. La composition du leucosome peut donc varier considérablement et la proportion d'An présente influe, mais indirectement (Weill et Kudo), sur cette composition.

Les gneiss de l'Aleksod peuvent être, dans leur ensemble, considérés comme des migmatites ; nous allons tenter de définir, pour chaque ensemble, avec les données pétrographiques et géochimiques disponibles, l'origine du matériel et le processus probable de la mobilisation.

A. Les *embréchites amygdalaires* et les *gneiss granitoïdes du Talat Mellet*.

La moyenne des analyses de ces gneiss laisse présumer une composition de granites calco-

alcalins. Les points représentatifs se placent, sur les diagrammes Q.Ab.Or (fig. 4 A) et CaO-Na₂O-K₂O (fig. 4 C) dans le champ des granites et, *pro parte*, des granodiorites.

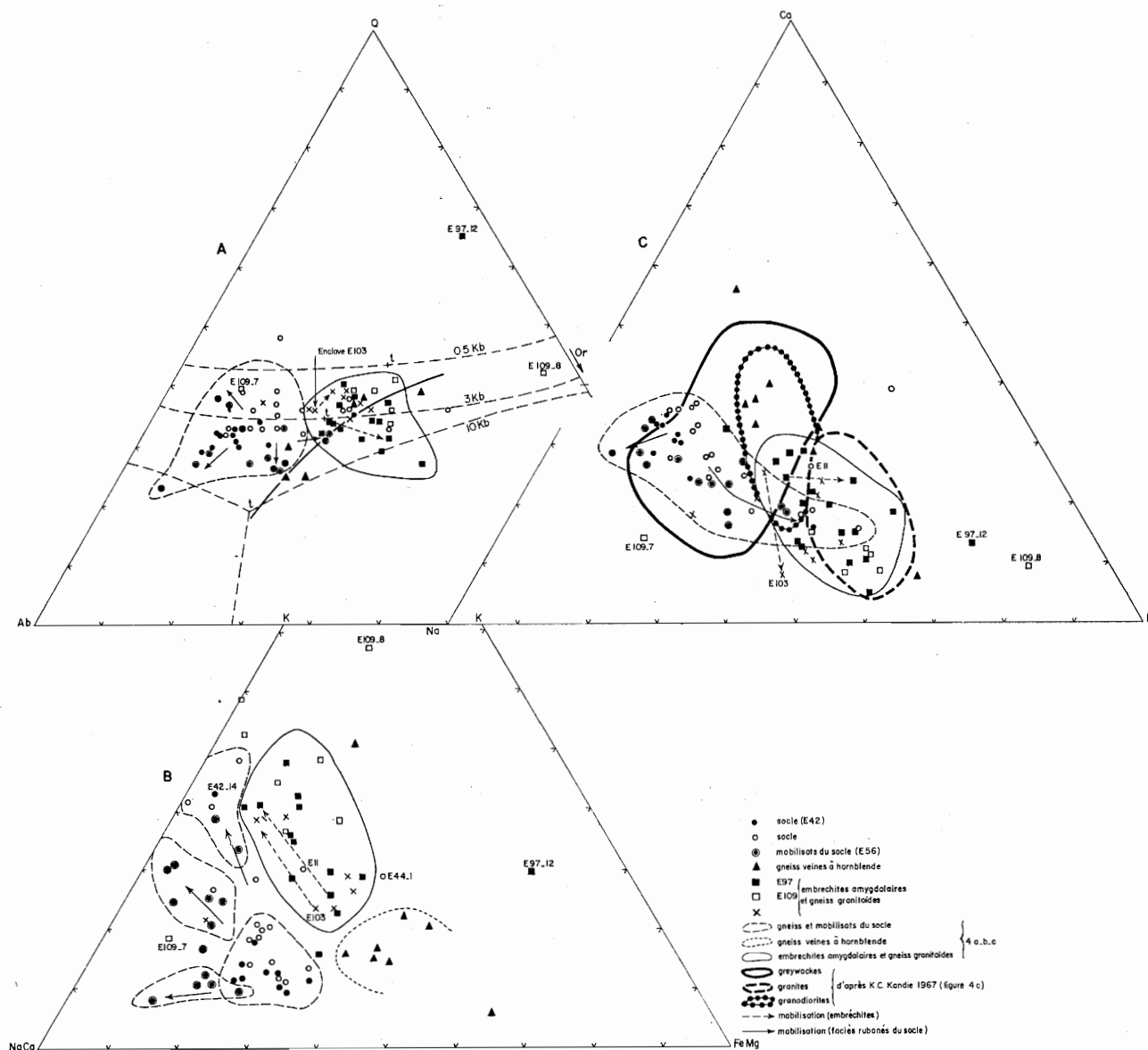


FIG. 4. — A) Diagramme quartz-albite-orthose (normes C. I. P. W.). Le trait tireté large délimite les faciès rubanés de l'ensemble « E » (quelques points isolés se retrouvent dans l'autre groupe); le trait continu limite les faciès embréchitiques de l'ensemble D; la courbe épaisse montre la répartition des faciès veinés (B). B) Diagramme K₂O, Na₂O + CaO, FeO + Fe₂O₃ + MgO (% pondéral d'oxydes). Mêmes conventions que pour 4 A. Les faciès de l'ensemble B sont limités par un pointillé fin. Les trois groupes de mobilisats du socle sont distingués, ainsi que l'évolution mélanosome-leucosome (flèche pointillée) dans les gneiss de l'ensemble D. C) Diagramme CaO, Na₂O, K₂O (% pondéral d'oxydes). Sur ce diagramme les deux nuages correspondent aux ensembles E et D (même convention que 4 A, 4 B), localement confondus, soulignent la similitude chimique entre certains faciès mobilisés de l'ensemble E avec les faciès embréchitiques de l'ensemble D. Des champs des greywackes (traits épais continus), granites (pointillés épais) et des granodiorites (ligne de points épais) ont été reportés d'après K. C. Condie, 1967.

Cet ensemble est hétérogène et regroupe en fait trois types de faciès (paragneiss, gneiss rubanés granitoïdes, embréchites amygdalaires) que l'on retrouve en considérant l'évolution des pourcentages de minéraux (fig. 2 B) en fonction du feldspath potassique :

— la lacune, située entre 16 et 21 % de feldspath potassique, accompagnée d'une rupture nette de la courbe d'évolution des pourcentages de biotite, reflète la coupure entre les faciès rubanés⁷ (que l'on pourra d'ailleurs comparer avec les faciès rubanés gris de l'ensemble E) et les faciès mobilisés ;

— la culmination du pourcentage de quartz (autour de 28 % de feldspath potassique), accompagnée d'une dépression de la courbe feldspath total, correspond à un groupe de faciès riches en quartz d'origine plus nettement sédimentaire ; de même deux faciès particuliers (E. 97.12 et E. 109.8)⁸ sont riches en quartz et ferromagnésiens (E. 97.12) ou en quartz et muscovite (E. 109.8).

Les couples leucosome-mélanosome étudiés correspondent dans tous les cas à des faciès embréchitiques ou granitoïdes :

— l'échantillon E. 103 (voir fig. 4 A, B et C) est un gneiss granitoïde à enclaves plus sombres, la composition de la partie claire se rapproche du minimum ternaire sur le diagramme Q.Ab.Or ;

— l'échantillon E. 97.1 (fig. 4 A, B et C) représente les parties claires et sombres d'une embréchite amygdalaire où les amas de matériel leucocrate tendent à former de petites veines à contours diffus : la composition chimique de la partie claire, qui s'éloigne du minimum ternaire, peut correspondre à une anatexie différentielle dans une roche à rapport Ab/An faible⁹ ; mais la composition chimique globale franchement granitique permet de supposer une évolution polyphasée, le caractère granitique étant plus ancien que l'évolution vers un gneiss veiné ;

— de même l'échantillon E. 109.15 (fig. 2 B, 3 A, 3 B, 5 B) peut représenter l'évolution migmatitique tardive d'une roche à composition globale de granite.

Ce survol des données géochimiques permet donc, dans le cas de l'ensemble D, de proposer les hypothèses suivantes :

— les faciès embréchitiques ont évolué en deux temps : la foliation de ces embréchites, qui date de la première phase du cycle orogénique récent, peut avoir été obtenue soit *pendant* la phase principale de la mobilisation (granite ou gneiss d'anatexie syntectonique), soit *après* une phase de mobilisation ou de mise en place d'un complexe granitique. Dans ce dernier

cas, on peut expliquer la texture granulée, blastique des amygdales par une seconde mobilisation contemporaine de la déformation de ces granites (mobilisation qui a pu évoluer localement vers des faciès veinés) ;

— l'étroite parenté géochimique qui existe entre les faciès « granitiques » et les faciès rubanés (métasédimentaires ou métasédimentaires orthodérivés) encaissants indique que cette (ces) mobilisation(s) (granitisation) est probablement autochtone.

B. Les gneiss veinés (ensembles B et C).

La composition de ces faciès varie d'un pôle calcaïque (faciès à hornblende et grenat) à un pôle potassique (faciès à biotite ou à biotite-muscovite). La proportion de fer et de magnésium (diagramme 4 B) est toujours plus importante que dans les faciès de l'ensemble D. La mobilisation ne se manifeste qu'à l'état de veines parallèles à la foliation réalisée lors de la première phase du cycle récent (P_1) ou par des amas pegmatoïdes orientés suivant les plans axiaux des plis de seconde phase (P_2). Aucune texture relique ne permet de connaître l'origine du matériel *avant la mobilisation*¹⁰ : d'après la composition chimique, il pourrait s'agir d'anciens greywackes (fig. 4 C).

C. Les gneiss rubanés gris d'Ouadenki et du Tala Mellet (ensemble « E »).

A l'exception d'un échantillon (faciès aplitique rose très potassique E. 42.14)¹¹, les gneiss de l'ensemble (E. 42) sont groupés dans le champ des greywackes (fig. 4 C). Toutefois, la comparaison avec les analyses de greywackes précambriens du Wyoming faites par K. C. Condie [4], qui est assez concluante pour la plupart des éléments mais ne l'est pas pour la silice et le fer, montre que les roches de cet ensemble sont nettement plus acides que la moyenne des greywackes.

L'évolution quantitative des pourcentages de minéraux en fonction du feldspath potassique (fig. 2 A) indique une grande homogénéité du matériel originel :

— la plupart des faciès ont entre 2 et 12 % de feldspath potassique ;

— les courbes ne montrent pas de lacune ou de point d'inflexion ;

— le feldspath total reste à peu près constant (légère croissance lorsque le feldspath potassique croît).

Le rubanement de ces gneiss dessine les plis P_0 , il est donc préexistant à toutes les structures observées. Il faut donc admettre qu'il est dû, pour l'essentiel, à une stratification originelle¹².

Un diagramme (fig. 5 A) met en évidence cette stratification : les points représentatifs des biotites s'alignent assez bien selon deux courbes parallèles (la hornblende ne s'organise pas aussi bien) ; de même les teneurs en Fe total + Mg dessinent des dents de scie, les teneurs maximales correspondent à la courbe supérieure. La teneur en K_2O est à peu près constante.

Il est donc évident que :

— deux faciès à chimisme légèrement différent

alternent, l'ensemble correspondant, comme nous l'avons déjà vu (fig. 2 A), à une série lithologique relativement homogène. Deux points représentant, l'un la partie claire, l'autre la partie sombre d'un même échantillon, se localisent sur les deux courbes. Ces deux faciès représentent soit une alternance d'origine sédimentaire, soit une différenciation métamorphique ancienne : le faciès aplitique potassique (E. 42.14) est parallèle à ce rubanement ;

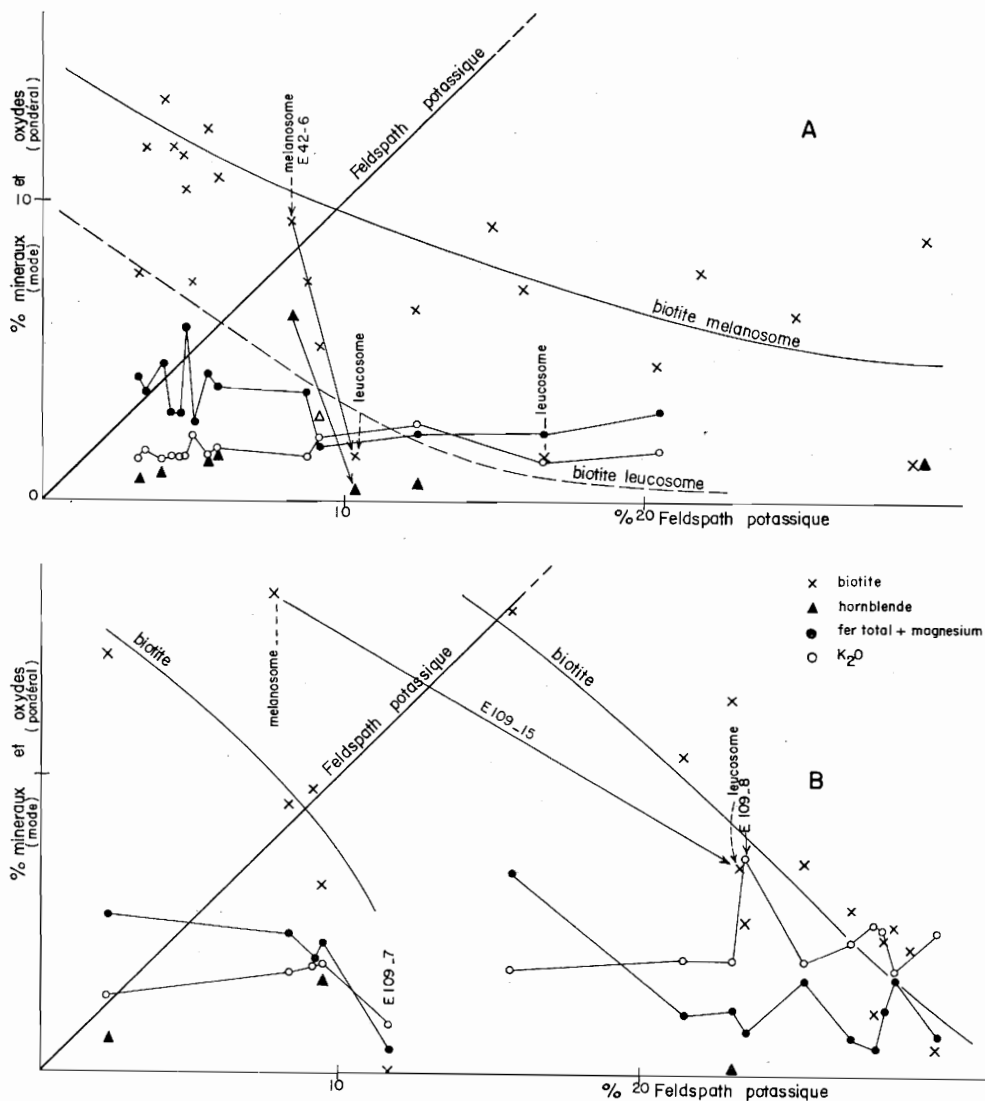


FIG. 5. — Comparaison entre les teneurs modales en minéraux ferromagnésiens (classés en fonction de la teneur en feldspath potassique de la roche) et les teneurs en K_2O et fer total + magnésium (% pondéral d'oxydes). 5 A) Ensemble « E ». Les teneurs modales en biotite soulignent le rubanement des faciès ; les teneurs en fer + magnésium ne suivent que très approximativement cette distribution suivant deux courbes parallèles ; les teneurs en K_2O sont très constantes. 5 B) Ensemble D. Les teneurs en Fe + Mg et en K_2O soulignent l'hétérogénéité de l'ensemble D. Les teneurs en K_2O sont systématiquement plus fortes que celles de l'ensemble E.

— on ne peut invoquer une quelconque métasomatose ; K_2O reste constant : lorsque le pourcentage de feldspath potassique croît, le pourcentage de biotite décroît. Par contre, on ne peut exclure une réhomogénéisation du potassium entre les deux faciès d'origine.

On doit distinguer trois types de mobilisation :

a) *Des niveaux de composition aplitique* (E. 42.14) parallèles au rubanement correspondant au cycle ancien qui s'individualise sur le diagramme 4 B et que l'on retrouve sur les autres diagrammes avec les faciès de l'ensemble D.

b) *Les taches et les veines* : sur le diagramme quartz-feldspath-ferromagnésien (fig. 3 A), les gneiss du socle dessinent des lignées très nettes qui soulignent une variation continue de la composition minéralogique ; ces lignées aboutissent, au pôle quartz-feldspathique, à des mobilisats (sécants ou parallèles). Ce type de groupement, tout comme la composition minéralogique et la disposition spatiale des taches plagioclasiques, est l'indice d'une évolution continue *in situ*, par ségrégation blastique des feldspaths et des ferromagnésiens.

Les taches passent parfois latéralement à des veines, toujours de petite taille, subconcordantes au rubanement ou parallèles au plan axial des plis P_1 . Récemment, G. W. Fischer [8], analysant des « flecky gneiss » très semblables à ceux décrits par B. Loberg (cœur de biotite et andalousite, manteau de microcline, plagioclase, quartz et biotite ; le gneiss encaissant est à sillimanite), interprète le phénomène de « taches » comme résultant d'une différence d'énergie libre entre deux minéraux (dans ce cas sillimanite et andalousite) entraînant des gradients d'activité ionique de K^+ et de $Fe(OH)^+$ suffisants pour provoquer la ségrégation.

Il n'est pas possible d'invoquer une fusion partielle pour la formation de ces taches et de ces veines fines : la disposition des points représentatifs en « lignées » continues sur le diagramme Q-somme feldspaths-somme ferromagnésien (fig. 3 A), qui aboutissent, au pôle quartzo-feldspathique à des mobilisats, évoque un processus de différenciation métamorphique *in situ* respectant le gradient originel de la composition lithologique.

c) *Les mobilisats sécants* : le diagramme $K_2O-(Na_2O + CaO)-(FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ (fig. 4 B) permet de distinguer trois groupes de mobilisats qui peuvent être retrouvés sur les autres diagrammes :

— un groupe calcosodique (quartz-dioritique) très proche, pour certains termes, du groupement

principal des gneiss, il correspond aux faciès rubanés plagioclasiques ;

— un groupe intermédiaire, calcosodi-potassique (granodioritique) qui correspond aux faciès pegmatoïdes à texture bréchique ;

— un groupe potassique (E. 42.14 et gneiss leucocrates très potassiques).

Le caractère intrusif de certains de ces filons¹³ est évident ; il est donc nécessaire d'envisager une fusion, au moins partielle, du matériel. Les textures bréchiques et cloisonnées (blastes hypidiomorphes de plagioclase séparés par une matrice fine granoblastique riche en microcline) sont l'indice d'un *transport mécanique* de certains éléments dans une phase fluide qui a cristallisé ensuite (pl. III, fig. 4). Le rubanement parallèle aux épontes de ces filons peut aussi être interprété comme le résultat de l'entraînement mécanique de minéraux préexistants (biotite, feldspaths) : il peut donc souligner une fluidalité. Dans les groupes géochimiques observés, les variations de texture correspondraient à la plus ou moins grande quantité de minéraux remaniés et aux modalités mécaniques de la mise en place des filons : les termes aplitiques ayant seuls une composition proche d'une fusion partielle possible, les autres termes auraient subi une importante contamination chimique ou mécanique.

IV. — CONCLUSIONS : COMPARAISON DES TYPES DE MOBILISATION EN FONCTION DE L'ORIGINE DU MATÉRIEL.

1) *Les types de mobilisation.*

On a pu distinguer quatre types de mobilisation :

a) une anatexie conduisant à l'individualisation d'un ensemble granitique relativement homogène, mobilisé pratiquement sur place (les embréchites amygdalaires et les faciès granitoïdes associés), qui a pu évoluer ultérieurement dans des conditions thermodynamiques différentes ;

b) la formation des gneiss veinés, nettement liée à un épisode tectonique (foliation), est caractéristique des niveaux gneissiques emballés dans les paragneiss de la couverture (ensembles B et C) et localement (évolution tardive des embréchites par exemple) de la remobilisation de faciès déjà mobilisés antérieurement. Ce phénomène correspond sans doute à une anatexie différentielle ;

c) l'individualisation de « taches » semble caractéristique des faciès rubanés du socle et de l'évo-

lution par différenciation métamorphique des faciès pauvres en potasse ;

d) les filons granitoides sécants (et pour mémoire les pegmatites) très limités en volume sont injectés dans un matériel déjà induré (zones de cisaillement).

2) *Importance de la mobilisation dans le socle et dans la couverture ; essai d'interprétation.*

Le faciès actuellement observable des gneiss peut donc dépendre de deux variables (en plus des conditions thermodynamiques liées aux phases successives) :

— la composition chimique globale : la faible mobilisation des faciès de l'ensemble E peut être expliquée *pro parte* par la pauvreté en potasse ;

— l'origine du matériel (faciès déjà mobilisé ou matériel « neuf » qui semble seul donner systématiquement naissance à des gneiss veinés).

Si l'on excepte les faciès « embréchitiques » et « granitoïdes » de l'ensemble D dont on sait qu'ils peuvent provenir d'une anatexie liée au cycle ancien reprise lors des déformations et du métamorphisme plus récent, le type et surtout l'intensité de la mobilisation sont différents dans les faciès du socle et dans ceux de la couverture ; quelle que soit la composition chimique (amphibolites, paragneiss alumineux, gneiss granitiques), les faciès de la couverture, largement grenus, *sont toujours des migmatites* (au sens descriptif du terme) et l'anatexie différentielle a joué un rôle important dans la formation de certaines de ces migmatites. Par contre, dans le socle remobilisé, la migmatitisation, très discrète, s'applique à des roches à grain fin.

Ces différences d'« intensité » de mobilisation peuvent paraître paradoxales ; il ne peut s'agir uniquement d'une conséquence de la composition originelle, car *tous* les faciès de la couverture présentent des caractères semblables (grande taille des minéraux et du grain, mobilisation omniprésente). On pourrait s'attendre à une évolution inverse (« stockwerk tectonic » de C. E. Wegmann) : le socle pouvant atteindre plus vite que la couverture un caractère granitique du fait de son état déjà mobilisé au départ [22]. Le degré de saturation en fluides est peut-être responsable de cette anomalie : le socle, relativement anhydre (l'eau et les fluides sont fixés dans les assemblages minéraux), n'a pas permis de fusion partielle, aux températures et aux pressions atteintes ; la couverture, riche en eau plus ou moins libre, a évolué au contraire à une pression fluide suffisante pour qu'un début de fusion puisse avoir lieu à des températures et pression plus faibles que celles qui seraient

nécessaires pour le socle. Si ce raisonnement est correct, il peut nous donner un ordre de grandeur pour les conditions thermodynamiques du métamorphisme de l'Aleksod qui doit se situer au voisinage immédiat de la courbe de fusion du granite ; le gradient géothermique faible que l'on peut déduire des paragenèses observées dans les paragneiss (disthène-sillimanite) permet de se placer sur un diagramme pression-température (entre 600 et 700° et 7 à 8 Kb).

La localisation de l'anatexie dans la couverture, au-dessus d'un socle de composition acide, a déjà été signalée par M. Fonteilles et G. Guillard [9] ; pour ces auteurs, les seules réactions endothermiques qui peuvent avoir lieu lors d'un nouveau métamorphisme prograde sont la disparition de la muscovite et l'anatexie, mais cette dernière est limitée par la quantité d'eau disponible : « l'isograde d'anatexie ne devient donc important que lorsqu'il passe dans la couverture micaschisteuse où la quantité d'eau disponible est plus importante ». Bien que ces observations aient été faites dans une région affectée par un métamorphisme à andalousite-sillimanite (Pyénées orientales), on peut admettre que l'hypothèse est valable pour le métamorphisme barrovien, à la nuance près que les réactions y seront plus complètes (la montée des isogrades y est sans doute plus lente) et les zones de métamorphisme plus larges.

L'existence de migmatites plus anciennes, appartenant à un socle hétérogène repris et remodelé dans le nouvel édifice, apporte un élément perturbateur dans ce schéma et les interférences entre deux phases de migmatitisation appartenant à deux cycles orogéniques distincts peuvent être parfois difficilement interprétables.

Certaines conclusions de K. R. Mehnert doivent être aménagées ; cet auteur considère que « the forms of interpenetration of the neosome and paleosome often used by geologists as a first parameter of classification of mixed rocks, are but of secondary importance »¹⁴. Si, effectivement, ces « aspects » très différents que présentent les migmatites sur le terrain ne nous éclairent pas sur les conditions thermodynamiques de leur formation, ils sont d'un grand secours pour élucider l'histoire de leur mise en place et peuvent, dans certains cas, permettre de résoudre le problème des relations socle-couverture.

1. Les rapports entre les plis P₂ et les plis P₃ ainsi que l'existence d'une orogénèse d'âge intermédiaire entre 2 000 Ma et 600 Ma seront discutés dans des publications ultérieures.

2. Deux massifs voisins, de composition et de structure très différentes, peuvent prêter à confusion : le Tala Mellet est le grand massif situé au N de l'Aleksod qui fait la transition avec la chaîne du Tourha ; l'Adrar Talat Mellet forme l'extrémité NW de l'Aleksod.

3. Ce terme est utilisé en suivant la définition de J. Jung et M. Roques reprise par M. Roques [19] : « gneiss à faciès granitoïdes, à schistosité rectiligne régulière. Elles peuvent être coïllées (phénoblastes), amygdalaires (lentilles granitiques), litées (lits minces granitiques) ».

4. Rappel de définitions, d'après K. R. Mehnert [16] :

— paléosome : matériel initial d'une migmatite ;

— néosome : partie nouvellement formée dans une migmatite comprenant un leucosome riche en quartz et feldspath et un mélanosome riche en minéraux ferromagnésiens.

5. Note ajoutée en cours d'impression. Des résultats géochronologiques [M. Lasserre, J.-M. Bertrand, à paraître] obtenus récemment confirment ce rapprochement : des âges voisins sont obtenus en isochrone Rb-Sr sur ces deux ensembles ($\approx 2\ 000$ Ma).

6. Les lames minces, colorées au cobaltinitrite de sodium, taillées perpendiculairement à la foliation principale, sont analysées en lumière naturelle (la trace de la foliation étant oblique par rapport au défilement de la

platine). Deux mille points sont comptés par lame mince. Des courbes cumulatives effectuées sur une ou plusieurs lames minces du même échantillon de 0 à 5 000 points montrent une stabilisation entre 800 et 1 200 points selon les faciès (par sécurité nous en comptons 2 000 en séparant le cas échéant mélanosome et leucosome).

7. On trouve aussi à gauche de ce diagramme des faciès sombres, pauvres en feldspaths potassiques d'« embréchites amygdalaires » (restites ou paléosome ?).

8. Que l'on retrouve sur tous les diagrammes géochimiques, mais ne sont pas portés sur la figure 2 B.

9. Selon l'hypothèse de Von Platen (le rapport Ab/An est ici voisin de 4).

10. L'étude détaillée des processus de mobilisation de ces gneiss veinés a été entreprise après la présentation de cette note.

11. Ce faciès correspond à un mobilisat ancien, contemporain ou postérieur aux plis P_0 , plissé lors de la phase P_1 .

12. A moins qu'il n'existe une phase plus ancienne que P_0 responsable d'une foliation, mais ceci ne peut être mis en évidence par l'analyse structurale.

13. Qui recoupe d'ailleurs parfois (Oued Tioussalaine) des filons de pegmatite.

14. Migmatites [16, p. 344].

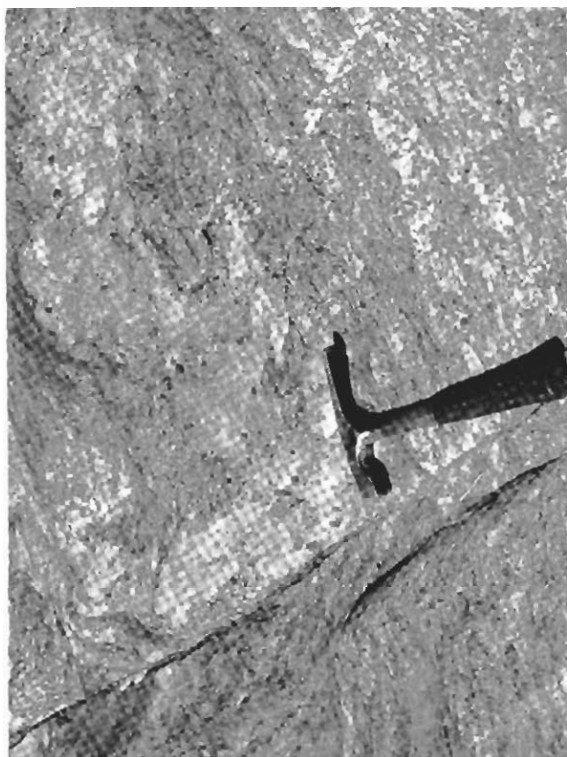
Bibliographie.

- [1] BERTRAND J.-M. L. (1967). — Existence de plissements superposés dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental). *B. S. G. F.*, (7), IX, p. 741-749.
- [2] — (1968). — Un socle remobilisé en Ahaggar oriental : les gneiss de l'Archouchoum. *Ibid.*, (7), X, p. 566-568.
- [3] BERTRAND J.-M. L. et DUPUY C. (1971). — Les éléments en traces au cours de la mobilisation d'un socle et d'une couverture : exemple de deux ensembles gneissiques précambriens de l'Ahaggar (Sahara central). *C. R. Ac. Sc. Paris* (sér. D), vol. 272, p. 1590-1593.
- [4] CONDIE K. C. (1967). — Geochemistry of early Precambrian greywackes from Wyoming. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, vol. 31, p. 2135-2149.
- [5] DIETRICH R. V. et MEHNERT K. R. (1961). — Proposal for the nomenclature of migmatites and associated rocks. *Rep. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden*, 1960, part 24, p. 56-57.
- [6] ENGEL A. E. J. et ENGEL C. G. (1958). — Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, North-west Adirondack Mountains, New York. Part I : total rock. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 1369-1414.
- [7] ESKOLA P. (1933). — On the differential anatexis of rocks. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, vol. 97, p. 68-77.
- [8] FISCHER G. W. (1970). — The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation : an example. *Contr. Mineral. and Petrol.*, vol. 29, p. 91-103.
- [9] FONTEILLES M. et GUITARD G. (1968). — L'effet de socle dans les terrains métamorphiques autour des noyaux précambriens. *Rep. 23th Sess. intern. geol. Congr. Prague*, 1968, part 4, p. 9-25.
- [10] HOLMQUIST P. J. (1921). — Typen und Nomenklatur der Adergesteine. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, vol. 43, p. 612-631.
- [11] JUNG J. et ROQUES M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 235, L, p. 1-62.
- [12] KING B. C. (1965). — The nature and origin of migmatites : metasomatism or anatexis. In « Controls of metamorphism ». Edit. Pitcher W. S. and Flinn G. W. Oliver and Boyd., p. 219-234.
- [13] LELUBRE M. (1952). — Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), 22, I-II.
- [14] LOBERG B. (1963). — The formation of a flecky-gneiss and similar phenomena in relation to the migmatite and vein gneiss problem. *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, vol. 85, p. 3-109.
- [15] MACKENZIE D. H. (1957). — On the relation between migmatization and structure in Mid-Stratspey. *Geol. Mag.*, vol. 94, p. 177-186.
- [16] MEHNERT K. R. (1968). — Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, 393 p.
- [17] PLATEN VON H. (1965). — Experimental anatexis and genesis of magmatites. In « Controls of metamorphism ». W. S. Pitcher, G. W. Flinn Edit. Oliver and Boyd., p. 203-218.
- [18] RAMBERG H. (1949). — The facies classification : a clue to the origin of quartz-feldspathic massifs and veins. *Journ. Geol.*, vol. 57, p. 18-34.
- [19] ROQUES M. (1960). — Nomenclature de J. Jung et M. Roques pour certains types de migmatites. *Rep. 21st Sess. intern. geol. Congr. Norden*, 1960, part 26, p. 68.
- [20] SEDERHOLM J. J. (1923). — On migmatites and

- associated rocks of south-western Finland. I. The Pelling region. *Bull. Comm. Geol. Finlande*, vol. 58, p. 1-153.
- [21] SEDERHOLM J. J. (1926). — On migmatites and associated rocks of south western Finland. II. The region around Barögundsfjord, west of Helsingfors and neighbouring areas. *Ibid.*, vol. 73, 43 p.
- [22] WATSON J. (1967). — Evidence of mobility in reactivated basement complex. *Proc. Geol. Ass.*, vol. 78, p. 211-235.
- [23] WEGMANN C. E. (1935). — Zur Deutung der Migmatite. *Geol. Rundschau*, vol. 26, p. 305-350.
- [24] WEILL D. F. et KUDO A. H. (1968). — Initial melting in alkali feldspar-plagioclase-quartz systems. *Geol. Mag.*, vol. 105, 4, p. 325-337.
- [25] WHITE A. J. R. (1966). — Genesis of migmatites from the Palmer region of South Australia. *Chem. Geol.*, vol. 1, p. 165-200.
- [26] WINKLER H. G. F. (1967). — Petrogenesis of metamorphic rocks. 2nd Edit. Springer Verlag (Berlin), 237 p.

LÉGENDE DE LA PLANCHE III.

- FIG. 1. — Oued in Asil, gneiss veiné à biotite-hornblende et grenat. Le mobilisat en veines à contours diffus est riche en grenat.
- FIG. 2. — Oued in Asil, gneiss veiné à biotite-hornblende et grenat. Le mobilisat quartzo-feldspathique est bordé par une frange plus sombre qui correspond à une restite (mélanosome) qui forme localement des amas.
- FIG. 3. — Oued Ouadenki (branche W). Gneiss rubanés de l'ensemble « E » (rubanement et foliation horizontale). Un « filon » amphibolique recoupe un rubanement ancien dessinant des plis isoclinaux (P_0 et P_1) ; une veine leucocrate, formée de « taches » coalescentes à cœur de hornblende, souligne une foliation plus récente (liée à P_1) que le rubanement, foliation elle-même plissée (à l'opposé du marteau) par une déformation correspondant à la phase P_2 .
- FIG. 4. — Affluent E de l'Oued Ouadenki. Filon de granitoïde, à zonation parallèle aux épontes, recoupant les gneiss rubanés de l'ensemble « E » (rubanement initial + foliation correspondant à P_1).



1



2



3



4