

GEOLOGIE AFRICAINE

Volume en hommage à L. CAHEN

Edité par J. KLERKX et J. MICHOT

AFRICAN GEOLOGY

A volume in honour of L. CAHEN

Edited by J. KLERKX and J. MICHOT

Musée royal de l'Afrique centrale - Tervuren

1984

**PETROGRAPHIE ET GEOCHRONOLOGIE RB-SR DE LA
TRANSITION CALCO-ALCALINE - ALCALINE FINI-
PANAFRICAINE DANS L'ADRAR DES IFORAS (MALI) :
ACCRETION CRUSTALE AU PRECAMBRIEN SUPERIEUR**

*PETROLOGY AND RB-SR GEOCHRONOLOGY OF THE LATE
PAN-AFRICAN CALC-ALKALINE - ALCALINE TRANSITION IN THE ADRAR
DES IFORAS (MALI) : UPPER PRECAMBRIAN CRUSTAL ACCRETION*

J.-P. Liégeois et R. Black

ABSTRACT

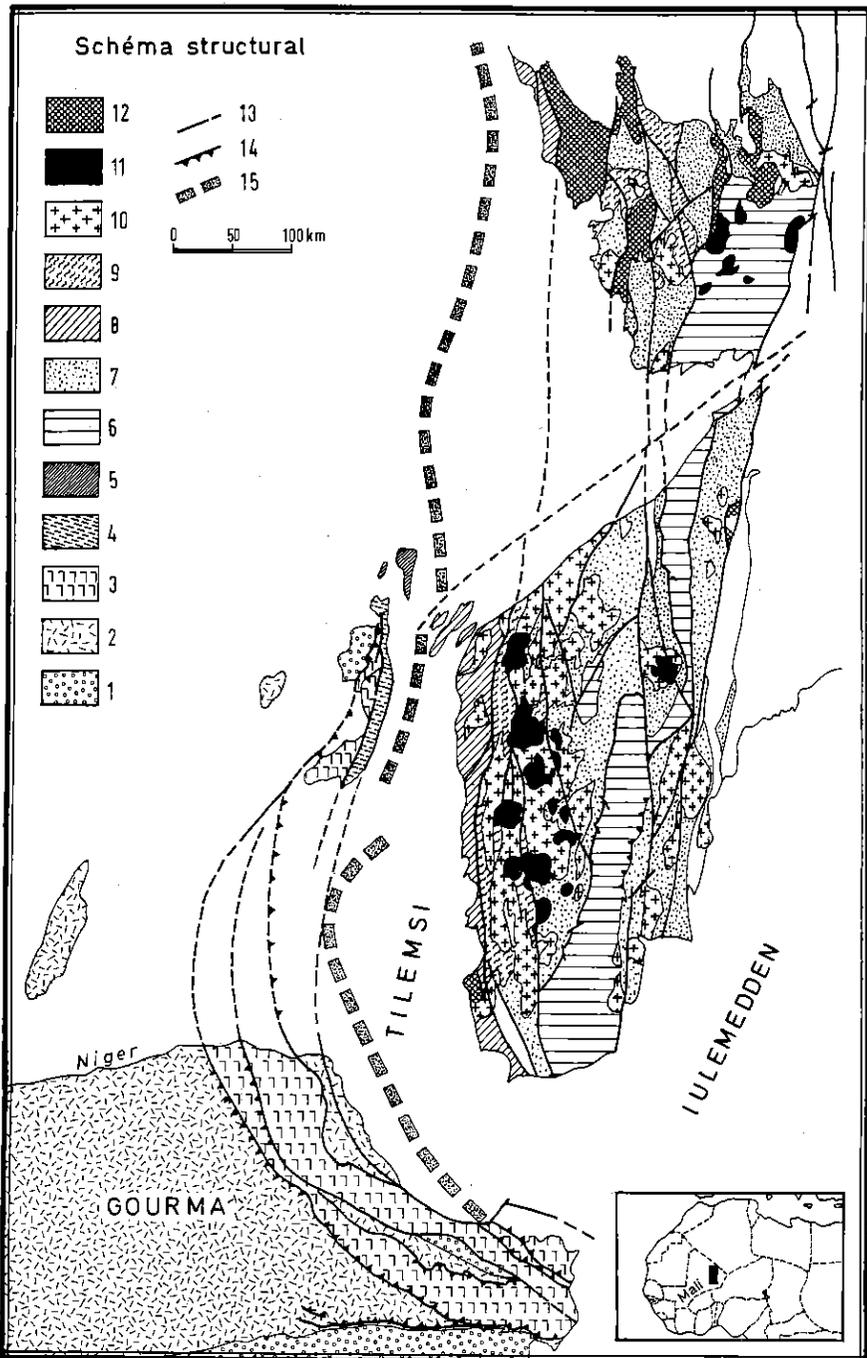
Recent work in Mali (Black *et al.*, 1979) has shown that oceanic closure around 600 Ma led to a collision between the passive continental margin of the West African craton and the active continental margin to the East (Adrar des Iforas) displaying island arc (Caby, 1981) and cordilleran volcanoclastic assemblages bordering a deformed continental mass intruded by a huge composite batholith.

A detailed investigation of a segment of this batholith situated between lat. 18°20' and 19°20' has fixed a relative chronology of the magmatic events which has led to a subdivision into four families : 1) calc-alkaline pre-tectonic, 2) calc-alkaline late-tectonic, 3) calc-alkaline post-tectonic, 4) alkaline post-tectonic. The precise Rb-Sr geochronology, which is in agreement with field data, has determined the end of the collision (late-tectonic family) around 600-590 Ma, event which has rehomogenized the pre-tectonic group. Both calc-alkaline and alkaline post-tectonic families show a northern age migration (south : 580-560 Ma; north : 550-540 Ma). The low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios (0.7035-0.7060) of all the plutons indicate mantle origin with a possible contribution from lower crust but without contamination by old supracrustal rocks. The petrogenetic model, based on isotopes and on the main geochemical characteristics, proposes a lithospheric mantle source becoming deeper with time (in the same region) for the calc-alkaline families and an asthenospheric source for the alkaline family. The Iforas provides a fine example of magmatic evolution in a Precambrian orogeny which is clearly integrated in a plate tectonic model.

RESUME

Des travaux récents au Mali (Black *et al.*, 1979) ont montré qu'une fermeture océanique vers 600 Ma a conduit à une collision entre la marge continentale passive du craton ouest-africain et la marge continentale active située à l'est (Adrar des Iforas) qui développe un arc insulaire (Caby, 1981) et un assemblage volcanosédimentaire cordilléraire longé par un ensemble continental déformé, le tout intrudé par un vaste batholite composite.

Le magmatisme des Iforas a été étudié dans la région qui s'étend entre Adma (lat. 18°30') et le plateau du Tiralrar (lat. 19°30') et qui a été finement cartographiée. Cette étude de terrain a fixé une chronologie relative des événements magmatiques qui a conduit à les subdiviser en quatre familles : 1)



pré-tectonique calco-alcaline, 2) tarditectonique calco-alcaline, 3) post-tectonique calco-alcaline, 4) post-tectonique alcaline. L'étude géochronologique Rb-Sr fine, dont les résultats sont en accord avec les données de terrain, a déterminé la fin de la collision (famille tarditectonique) vers 600-590 Ma, événement qui a réhomogénéisé le groupe pré-tectonique. Les deux familles post-tectoniques montrent une progression dans les âges du sud (580-560 Ma) vers le nord (550-540 Ma). Les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas (0.7035-0.7060) de tous les plutons leur adjoignent une origine mantellique éventuellement influencée par la croûte inférieure mais sans participation de vieilles roches supracrustales. Le modèle pétrogénétique basé sur les isotopes et sur les caractéristiques géochimiques majeures propose une source mantellique lithosphérique de plus en plus profonde au cours du temps (dans la même région) pour les familles calco-alcalines et une source asthénosphérique pour la famille alcaline. Cette étude montre donc l'évolution du magmatisme d'un orogène précambrien clairement intégré dans le modèle de la tectonique des plaques.

INTRODUCTION

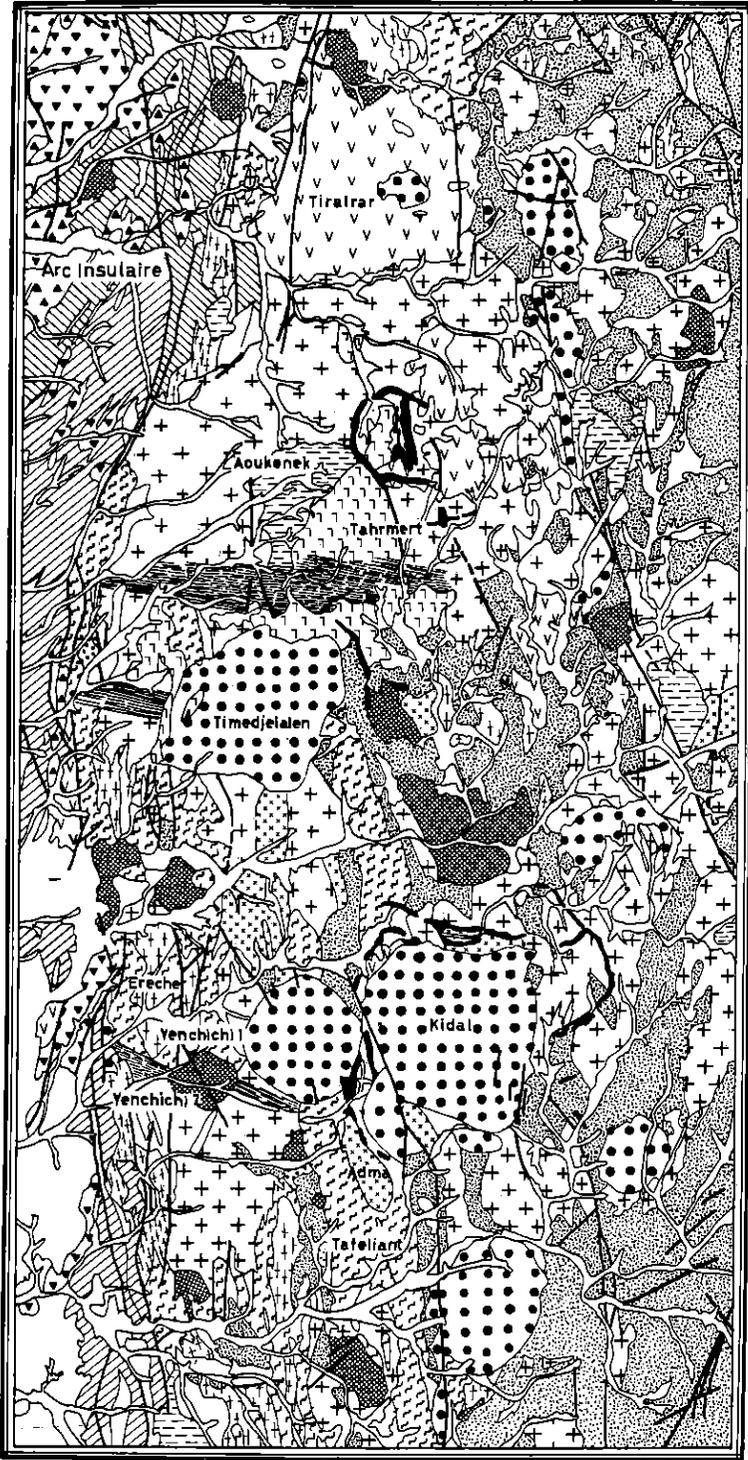
Le batholite des Iforas dévoile d'une manière exceptionnelle (ainsi qu'en Arabie Séoudite, dans un contexte pan-africain similaire, Harris, 1982) la transition très rapide des magmatismes plutoniques calco-alcalins de subduction et tardiorogéniques vers le magmatisme alcalin de type intraplaque. Ce travail se propose de caractériser la pétrographie des diverses étapes de cette évolution, de les caler dans le temps par la méthode géochronologique Rb-Sr et de montrer, sommairement, l'évolution géochimique de l'ensemble. Enfin, avec ces éléments, nous élaborerons un modèle pétrogénétique préliminaire où intervient une accréation crustale importante.

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

Les travaux pluridisciplinaires entrepris entre 1975 et 1980 dans cette partie du Mali (Iforas-Gourma; fig. 1) ont permis d'esquisser le contexte géodynamique et de présenter un modèle de collision à la fin du Précambrien (± 600 Ma) entre la marge continentale passive du craton ouest-africain et la marge active correspondant à la bordure

occidentale du bouclier touareg (Black, 1978; Black *et al.*, 1979; Caby *et al.*, 1981; Fabre *et al.*, 1982). Cette collision est marquée : 1) par une suture jalonnée d'anomalies gravimétriques positives lourdes (Bayer et Lesquer, 1978; Ly, 1978) correspondant à des complexes ultrabasiques et basiques et peut-être à des ophiolites; 2) par la translation sur l'avant-pays à l'W (Timétrine) et au SW (aulacogène du Gourma, Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1980) de nappes comprenant des unités internes à faciès haute pression - basse température (Caby, 1980). A l'est de la suture, une zone raccourcie, large d'une centaine de kilomètres, est composée d'assemblages volcano-détritiques évoquant un milieu d'arc insulaire et de fosse marginale injecté de roches ultrabasiques, de gabbros et de diorites (Caby, 1981). Cette zone d'accréation pan-africaine apparemment dépourvue de croûte sialique ancienne longe la bordure occidentale des Iforas, la limite étant marquée par le mégacisaillement submériidien ($0^{\circ}50'$ E) de Tessalit-Anefis; il est probable que la collision ait été oblique (Ball et Caby, 1984). Les Iforas constituent un domaine polydéformé, avec des vestiges de séries de plate-formes et des dépôts volcano-détritiques. Ceux-ci, à faciès littoral (Groupe de Taféliant, Fabre, 1982) ou continental (Groupe volcanique d'Oumassene, Chikhaoui, 1981) sont

Fig. 1.- Carte de localisation de la zone Iforas-Ahnet et schéma structural modifié d'après Caby (1981). Figurés 1 à 5 : W suture (zone passive du craton ouest-africain); figurés 6 à 12 : E suture (zone mobile des Iforas). (1) : socle éburnéen non réactivé. (2) : autochtone marge passive (aulacogène du Gourma). (3) : nappes Timétrine-Gourma. (4) : graben permien de Tessofi. (5) : complexes annulaires sous-saturés permien du Tadhak. (6) : socle peu réactivé et couverture de plateforme. (7) : plis couchés pan-africains dans un socle réactivé à couverture Protérozoïque moyen supérieur. (8) : assemblage volcanosédimentaire de type arc insulaire. (9) : assemblage volcanosédimentaire de type cordillère. (10) : batholite essentiellement tardiorogénique. (11) : complexes annulaires-saturés et plateaux de laves alcalins pan-africains. (12) : molasse cambrienne. (13) : failles et décrochements. (14) : chevauchements. (15) : zone de suture gravimétrique.



- 17
- 16
- 15
- 14
- 13
- 12
- 11
- 10
- 9
- 8
- 7
- 6
- 5
- 4
- 3
- 2
- 1

monophasés sur un substratum sialique archéen ayant subi un métamorphisme dans le faciès granulite à l'Eburnéen, ou sur un assemblage pré-panafricain hétérogène (Kidalién, Boullier *et al.*, 1978), le tout repris dans le Pan-africain. Un vaste batholite composite calco-alcalin souligne la partie frontale externe de ce domaine continental et se serait mis en place en liaison avec une paléozone de subduction à pendage E. La partie nord et est de ce batholite a fait l'objet d'une étude géochronologique Rb-Sr (Bertrand et Davison, 1981) mais dont malheureusement beaucoup de résultats sont difficilement corrélables avec les ensembles étudiés ici. Malgré tout, leurs conclusions ne sont pas en opposition avec celles de ce travail. Ce batholite comprend des termes pré-, tardi- et posttectoniques, les deux derniers subséquents à la collision et accompagnant la surrection rapide de la chaîne. Le stade final du Pan-Africain est marqué par de nouveaux coulisements le long des mégacisaillements méridiens et par des épisodes de distension accompagnés par l'injection de champs filoniens intrabatholitiques denses et spectaculaires (fig. 3 et 4). Les faisceaux filoniens précoces de direction WNW-ESE sont recoupés par une adamellite posttectonique (Yenchichi 2) et par le granite alcalin de Tahrmet. Ensuite d'importants champs filoniens à caractère franchement alcalin et hyperalcalin se sont mis en place dans l'axe du batholite et ont alimenté les plateaux de rhyolites subhorizontaux (Tiralrar) qui reposent en discordance sur le batholite érodé et sur le granite alcalin de Tahrmet. Enfin, toujours dans l'axe du batholite, se sont mis en place les complexes annulaires alcalins sursaturés dont certains sont affectés par des failles de décrochements sénestres de direction NNW. Cette province est tout à fait distincte de la province sous-saturée du Tadhak, d'âge permien,

sur la bordure E du craton ouest-africain (Liégeois *et al.*, 1983). La molasse de la chaîne pan-africaine est représentée par des bassins conservés dans les fossés localisés le long des grands accidents, analogues à la Série Pourprée (Hoggar).

GEOLOGIE DE LA ZONE KIDAL-TIRALRAR

La cartographie de détail qui a été réalisée dans des zones-clés où furent prélevés des échantillons à des fins géochronologiques a permis de déterminer avec précision la succession des différents massifs et familles magmatiques sur base d'observations de terrain (tableau 1). Ces zones sont situées entre la piste Kidal-anefis (lat. 18°30') et le plateau du Tiralrar (lat. 19°30'; fig. 2).

Cette région n'a subi qu'une seule phase de tectonique si on excepte les grandes failles tardives (certaines observations concourent cependant à suggérer l'existence d'une tectonique pan-africaine précoce, Bertrand, comm. pers.). Cette tectonique, à foliation N-S, a été attribuée à la collision, probablement oblique (Ball et Caby, 1984), entre le craton ouest-africain et le bouclier touareg (Black *et al.*, 1979). Elle est particulièrement bien exprimée dans la série volcanosédimentaire de Taféliant (Ball et Theunissen, 1981; Fabre, 1982) et ses caractères ont été décrits par Ball et Caby (1984). Le dépôt de cette série est antérieur à tous les massifs étudiés ici. Son âge est compris entre 700 Ma et 615 Ma; en effet, la série de Taféliant est postérieure au massif de Teggart (696 ± 8 Ma, Caby et Andreopoulos-Renaud, sous presse) et antérieure au massif d'Adma (613 ± 4 Ma, Ducrot *et al.*, 1979). La tectonique N-S

Fig. 2.- Carte géologique de la zone Kidal-Tiralrar d'après Fabre *et al.*, 1982. (1) : socle pré-panafricain. (2) : séries volcano-sédimentaires de la zone Tessalit-Anefis (arc insulaire), catazone et mésozone. (3) idem figuré 2 mais épizone. (4) : intrusions prétectoniques de l'arc insulaire (5) : intrusions syntectoniques de l'arc insulaire. (6) : séries volcano-sédimentaires de la cordillère, type Taféliant. (7) : tonalites et granites type Erecher-Yenchichi 1 (préectoniques). (8) : granodiorites type Adma (tarditectoniques). (9) : granite porphyroïde (tarditectonique). (10) : adamellite fine type Aoukenek (tarditectonique). (11) : filons E-W (posttectoniques I). (12) : adamellites type Yenchichi 2 (posttectoniques I). (13) : granite à perthites-biotite type Tahrmet (posttectonique II). (14) : ignimbrites et rhyolites type Tiralrar (posttectonique II). (15) : microsyténites des filons annulaires des complexes annulaires (posttectoniques II). (16) : complexes annulaires type Kidal (posttectonique II). (17) : décrochements.

Remarque : par souci de clarté, les filons N-S (posttectoniques II) n'ont pas été représentés sur cette figure. Leur disposition peut être visualisée sur la figure 3.

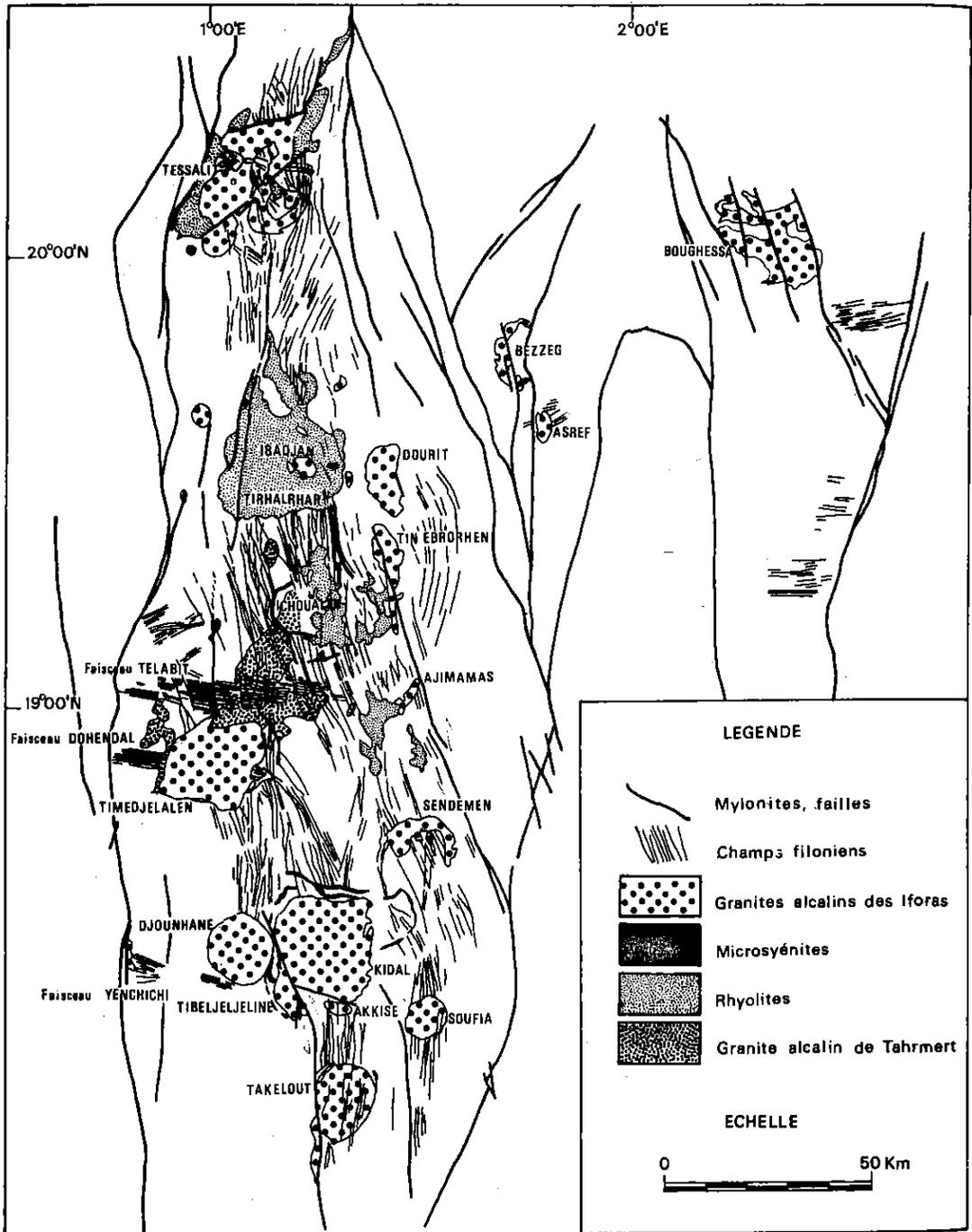


Fig. 3.- Carte géologique de la province alcaline des Iforas.

est caractérisée dans la série volcanosédimentaire par un faible raccourcissement E-W mais par un allongement N-S très marqué (Ball et Caby, 1984). Dans les masses plutoniques, elle développe des couloirs de déformation laissant des zones épargnées par la foliation mais affectant tous les échantillons d'une cataclase plus ou moins prononcée (voir pétrographie).

Le batholite des Iforas a été subdivisé en quatre familles sur base de leurs caractéristiques structurales et minéralogiques (tableau 1) : 1) famille pré-tectonique calco-alkaline, 2) famille tarditectonique calco-alkaline, 3) famille post-tectonique I calco-alkaline, 4) famille post-tectonique II alcaline.

Deux massifs pré-tectoniques ont été étudiés : la tonalite d'Erecher et l'adamellite de Yenchichi 1, entièrement foliée et recoupée par une grande faille tardive. La tonalite contient des enclaves basiques pluridécimétriques, par endroit très abondantes.

Les termes tarditectoniques constituent l'essentiel du batholite des Iforas et sont affectés d'une manière variable par la tectonique N-S. Certains plutons bien que localement tectonisés développent

une auréole de contact partiellement postcinématique (Caby, comm. pers.). Le terme principal est un granite porphyroïde (GP) présent partout dans le batholite. Il est précédé par une granodiorite (Adma dans la région étudiée) et suivi par l'adamellite finement grenue d'Aoukenek (AF). Cette dernière s'est intrudée alors que le granite porphyroïde n'était pas encore totalement consolidé (invagination floue de l'AF dans le GP, xénocristaux du GP dans l'AF près du contact, ...).

La famille post-tectonique I comprend de grands faisceaux de filons d'orientation E-W et des plutons circonscrits les recoupant. La zone étudiée possède trois faisceaux (Yenchichi, Dohendal et Telabit) et un pluton (Yenchichi 2) recoupant le faisceau de filons E-W de Yenchichi. Le pluton développe des diaclases horizontales caractéristiques et est atteint par la même grande faille que l'adamellite orientée de Yenchichi 1.

La dernière famille (post-tectonique II) est, comme la famille tarditectonique, très bien représentée dans les Iforas (fig. 3). Elle débute par le grand massif de granite perthitique à biotite du Tahrmet.

Tableau 1. - Chronologie relative de terrain

(Tectonique cassante tardive).	
- Complexes annulaires.	
- Laves rhyolitiques et ignimbritiques.	
- Essaims de filons N-S.	
(Erosion du bâti).	
- Grand pluton du Tahrmet.	FAMILLE POSTTECTONIQUE (II) ALCALINE.
- Pluton circonscrit d'adamellite de Yenchichi 2.	
- Faisceaux de filons E-W.	FAMILLE POSTTECTONIQUE (I) CALCO-ALCALINE.
- Adamellite fine d'Aoukenek.	
- Granite porphyroïde.	
- Granodiorite d'Adma.	FAMILLE TARDITECTONIQUE.
(Tectonique pan-africaine).	
- Adamellite de Yenchichi 1.	
- Tonalite d'Erecher.	FAMILLE PRETECTONIQUE.
(Sédimentation du bassin volcano-sédimentaire du type Taféliant).	

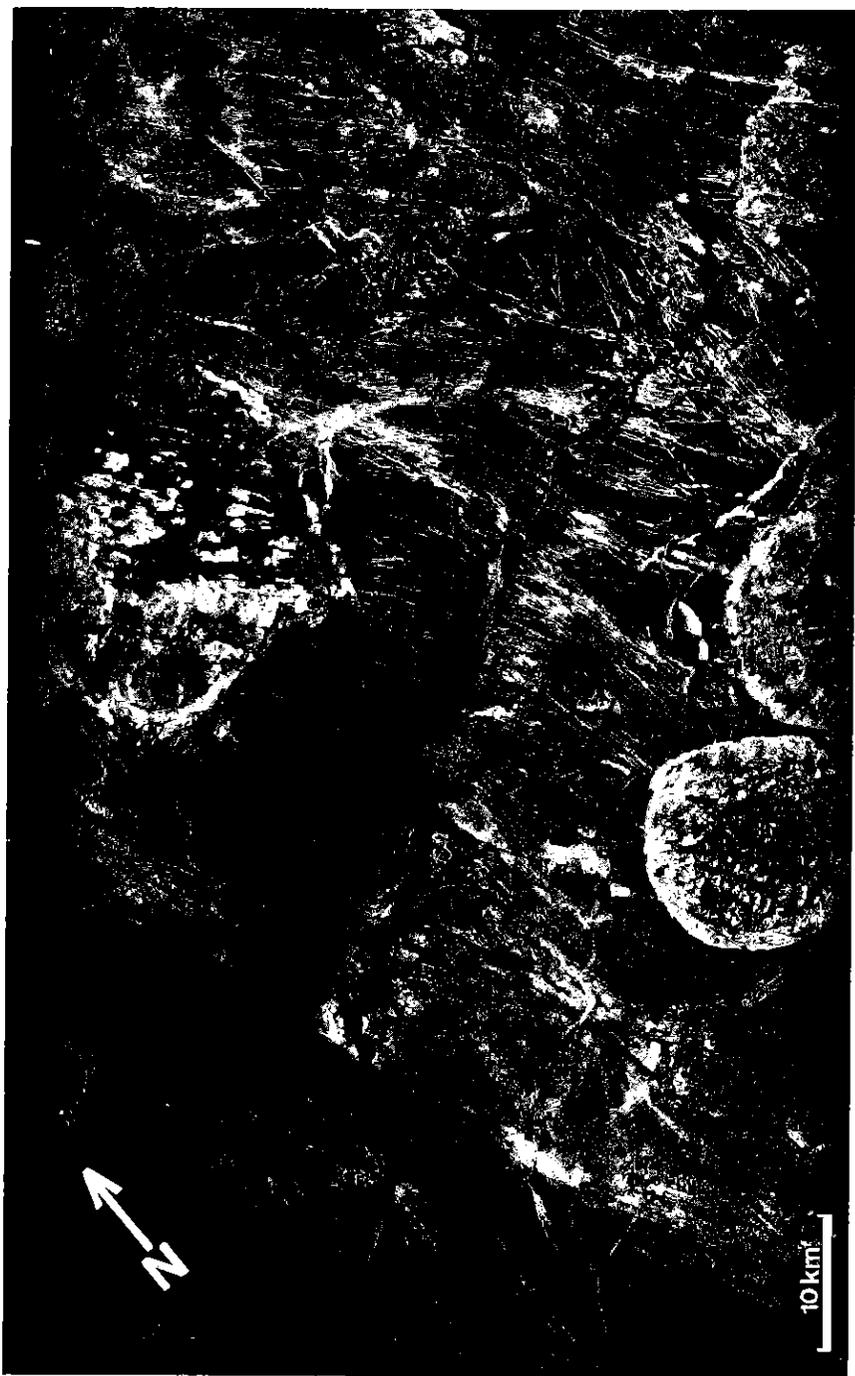


Fig. 4.- Photographie radar (navette spatiale) de la zone située entre le complexe de Djounhane (particulièrement bien visible) et celui de Timedjelalen (comparer avec les figures 2 et 3).

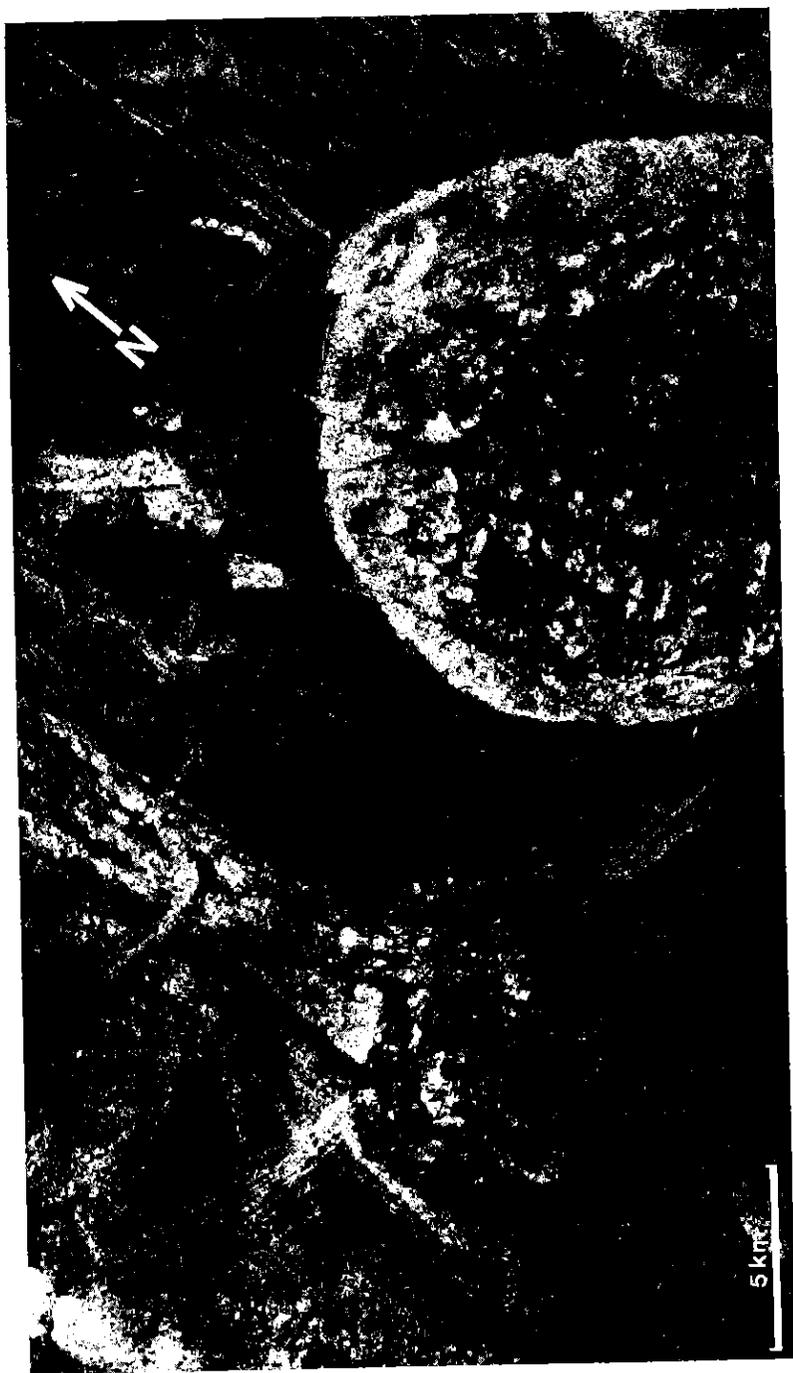


Fig. 5.- Agrandissement de la fig. 4 dans la zone de Yenichichí 2 montrant bien le décrochement affectant les deux massifs de Yenichichi.

Après une érosion du bâti, bien visible dans le ring-dyke d'Ichoualen, il est recoupé par des filons hectokilométriques de directions N-S et recouvert par de grands plateaux de laves rhyolitiques et ignimbritiques. Pour terminer, s'intrudent une série de complexes annulaires principalement alignés sur une bande N-S. Deux complexes sont étudiés ici : le massif de Kidal et celui de Timedjelalen plus au nord (Ba, 1982; Ba *et al.*, 1985). Une tectonique cassante tardive affecte le batholite des Iforas même dans ses termes les plus tardifs. Deux exemples en sont la grande faille sectionnant le massif de Kidal et la faille précitée affectant les deux massifs de Yenchichi.

TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les compositions isotopiques du Sr, qui est séparé sur résine échangeuse d'ions, sont mesurées sur double filament de rhénium sur le spectromètre de masse VARIAN MAT 260 du Centre belge de Géochronologie. La valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du standard NBS 987 = 0.710235 ± 0.000026 (2 σ) normalisé pour $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Les âges sont calculés suivant Williamson (1968) et toutes les erreurs sont données au niveau de 2 σ . La constante de désintégration $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Les concentrations de Rb et Sr supérieures à 30 ppm sont mesurées par fluorescence X au MRAC (Tervuren). Les autres concentrations sont mesurées par dilution isotopique. Les erreurs sur les rapports Rb/Sr et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont estimées à 2%.

PETROGRAPHIE ET AGES RADIO-METRIQUES DES DIFFERENTES UNITES

Les données isotopiques sont consignées dans le tableau 2 et les résultats chronologiques dans le tableau 3.

La tonalite d'Erecher

Composé essentiellement de quartz, de plagioclase zoné (andésine), de biotite verte et de hornblende verte, ce massif a subi une tectonique qui a modérément mylonitisé tous les échantillons bien que, sur le terrain, une grande partie du massif soit exempte de foliation. Les échantillons foliés montrent bien sûr au microscope un effet tectonique

nettement plus marqué. La mylonitisation a provoqué la formation de petits cataclastes de quartz et de plagioclase partiellement recristallisés isolant les restes des grands cristaux de plagioclase saussuritisé et de quartz. Celui-ci montre une extinction irrégulière («martelée») et présente souvent des microfractures parfois remplies d'épidote. Les ferromagnésiens (biotite et amphibole) sont pliés et déchiquetés, parfois broyés. Ils sont partiellement remplacés par des petits cristaux de minéraux secondaires (biotite, amphibole, épidote, plagioclase, sphène, opaques). De la biotite secondaire se développe également en plus grands cristaux au dépens de la biotite primaire. Le plagioclase montre souvent des couronnes néoformées non saussuritisées qui peuvent résulter d'un phénomène comparable au développement de la biotite secondaire. De la muscovite secondaire rare peut se développer sur les plagioclases fortement saussuritisés. Les minéraux accessoires sont : microcline, sphène, opaques et zircon. Les enclaves parfois abondantes sont composées de plagioclase en lattes (andésine basique) et d'amphibole en petits cristaux. On y trouve également un peu de quartz et de biotite. La déformation y est également marquée bien que plus modérément que dans la tonalite. Ce massif a donc subi une mylonitisation d'intensité variable après sa cristallisation et est donc considéré, ainsi que l'étude de terrain l'avait suggéré, comme pré-tectonique.

Les 9 roches totales analysées forment une bonne isochrone (fig. 6) : $602 \pm 13 \text{ Ma}$, $R_0 = 0.70590 \pm 0.00008$ (MSWD = 1.0). Comme le montreront les massifs tarditectoniques, cet âge correspond à la fermeture du système Rb-Sr après la tectonique à foliation N-S, qui a donc réhomogénéisé le massif d'Erecher. L'âge maximum de celui-ci étant 700 Ma (puisque intrusif dans le bassin de Taféliant), son rapport initial «magmatique» a dû être environ 0.7040-0.7045 (considérant le système fermé et un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ moyen de 0.9 à 1.3). Cet exemple montre qu'une mylonitisation modérée dans la zone de stabilité de la biotite affectant partiellement le plagioclase et déchiquetant les ferromagnésiens, peut provoquer une réhomogénéisation complète du système isotopique Rb-Sr, y compris celui des enclaves basiques (JPL 290).

L'adamellite de Yenchichi 1

Ce massif est recoupé par l'adamellite post-tectonique de Yenchichi 2 (contacts nets avec développement de faciès de bordure à noeuds de

pegmatites) et est postérieur à la tonalite d'Erecher. Il est considéré comme pré-tectonique bien que le grand accident NW-SE, affectant également le massif circonscrit de Yenchichi 2, oblitère les structures primaires et rende délicate l'interprétation de celles-ci. Cet accident est particulièrement visible sur la photo radar (fig. 4). Les échantillons ont été prélevés dans cet accident, aucune ambiguïté n'est donc possible. Cette roche est essentiellement composée de cristaux millimétriques de quartz, plagioclase zoné (oligoclase), de microcline perthitique et de biotite. Le quartz forme des bandes allongées de petits grains en mosaïque et les deux feldspaths sont fracturés et en grande partie cataclasés. Avant cette cataclase, certains plagioclases étaient entourés par une couronne de microcline. La biotite, partiellement chloritisée, est déchiquetée, souvent réduite en petits grains dans des couloirs de cataclase. Des cristaux de biotite probablement secondaires (par analogie avec la tonalite d'Erecher) sont également affectés. De la muscovite secondaire se forme sporadiquement par traînées pouvant traverser aussi bien les petits clastes que les restes fracturés des grands cristaux. Les minéraux accessoires sont l'allanite, l'apatite et l'opaque. Le massif de Yenchichi 1 a donc apparemment subi la même déformation que la tonalite d'Erecher, cependant que la faille tardive a accentué la cataclase, affectant les minéraux secondaires de la première phase et transformant en cataclasites tous les échantillons.

Une bonne isochrone de 544 ± 16 Ma est formée par 9 RT ($R_0 = 0.7063 \pm 0.0005$, MSWD = 1.6, fig. 7). Comme le montreront les âges radiométriques des massifs plus jeunes, cette valeur ne peut correspondre qu'au grand accident tardif, montrant la capacité de réhomogénéisation par ce genre de phénomène. La mise en place de ce massif n'a pas précédé de beaucoup la tectonique N-S et son rapport initial «magmatique» devait être bas (à 620 Ma, $R_0 = 0.7030$, pour un rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ moyen de 3).

La granodiorite d'Adma

Cette granodiorite présente deux périodes de cristallisation dont seule la première est affectée par la tectonique N-S. Cette première phase se compose de cristaux millimétriques de quartz, de plagioclase zoné (andésine) souvent saussuritisé, de microcline subordonné, de biotite brun-vert, d'amphibole verte et dans certains échantillons de clinopyroxène en relique partiellement remplacé par de l'amphi-

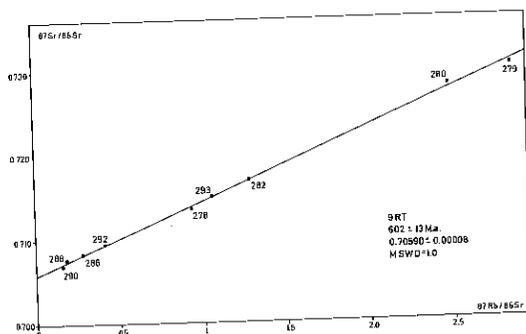


Fig. 6.- Isochrone de la tonalite d'Erecher (pré-tectonique) dont le système Rb-Sr a été réhomogénéisé lors de la collision.

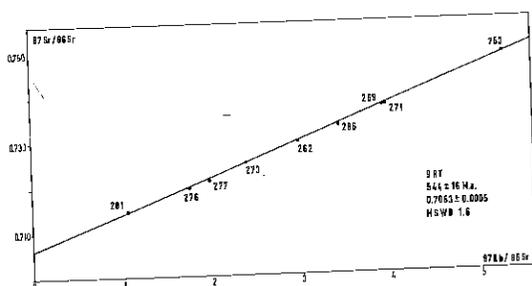


Fig. 7.- Isochrone de l'adamellite de Yenchichi 1 (pré-tectonique), dont le système Rb-Sr a été réhomogénéisé lors du décrochement NW-SE l'affectant (voir fig. 5).

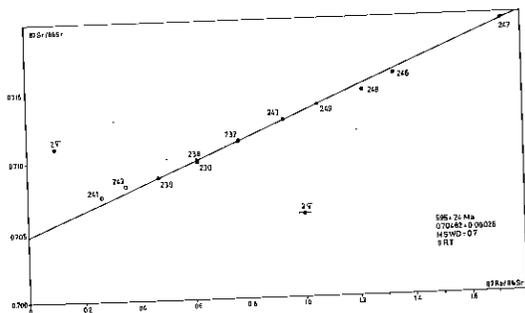


Fig. 8.- Isochrone de la granodiorite d'Adma (tard-tectonique).

Tableau 2. - Données isotopiques Rb-Sr

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	($\pm 2\sigma$ m)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
1. Tonalite d'Erecher					
JPL 278	71.5	223	0.71360	0.00005	0.9283
JPL 279	128	130	0.73039	0.00003	2.855
JPL 280	124	144	0.72775	0.00004	2.497
JPL 282	84.3	191	0.71689	0.00003	1.278
JPL 286	28.24 *	297	0.70827	0.00003	2.2752
JPL 288	18.87 *	298	0.70756	0.00005	0.1832
JPL 290	16.64 *	322	0.70716	0.00004	0.1495
JPL 292	32.8	231	0.70938	0.00004	0.4109
JPL 293	67.0	184	0.71507	0.00004	1.054
2. Adamellite de Yenchichi 1					
JPL 262	189	184	0.72943	0.00004	2.979
JPL 263	195	109	0.74825	0.00005	5.298
JPL 269	199	147	0.73702	0.00005	3.929
JPL 271	224	164	0.73699	0.00004	3.964
JPL 273	193	237	0.72499	0.00009	2.360
JPL 276	158	262	0.71935	0.00004	1.747
JPL 277	182	267	0.72113	0.00005	1.975
JPL 281	75.6	212	0.71462	0.00007	1.033
JPL 283	206	174	0.73298	0.00004	3.434
3. Granodiorite d'Adma					
JPL 230	107	504	0.70987	0.00003	0.6144
JPL 237	157	597	0.71136	0.00003	0.7612
JPL 238	121	572	0.71003	0.00004	0.6122
JPL 239	101	618	0.70889	0.00003	0.4730
JPL 241	71.5	774	0.70749	0.00003	0.26723
JPL 242	86.0	707	0.70827	0.00004	0.3520
JPL 243	159	495	0.71277	0.00005	0.9299
JPL 246	177	384	0.71594	0.00005	1.335
JPL 247	162	273	0.71953	0.00005	1.719
JPL 248	190	452	0.71483	0.00004	1.217
JPL 249	182	500	0.71379	0.00003	1.054
4. Granite porphyroïde					
JPL 296	121	442	0.71203	0.00003	0.7925
JPL 297	108	412	0.71179	0.00003	0.7588
JPL 298	88.7	541	0.70894	0.00003	0.4745
JPL 312	78.9	788	0.70744	0.00006	0.2897
JPL 313a	122	655	0.70938	0.00003	0.5390
JPL 313b	88.7	658	0.70840	0.00005	0.3901
JPL 362	183	378	0.71640	0.00018	1.402
JPL 390	112	666	0.70888	0.00004	0.4867
JPL 420	101	310	0.71236	0.00006	0.9432
JPL 421	113	615	0.70906	0.00004	0.5317

Les concentrations en Rb et Sr ont été mesurées par fluorescence X, excepté les échantillons marqués d'une (*) qui ont été mesurés par dilution isotopique.

Tableau 2 (suite)

Ech.	Rb ppm	Sr pm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	($\pm 2\sigma$ m)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
5. Adamellite fine d'Aoukenek					
JPL 231	104	310	0.71180	0.00004	0.9711
JPL 369	201	242	0.72360	0.00004	2.407
JPL 371	234	119	0.75284	0.00003	5.715
JPL 373	194	258	0.72180	0.00005	2.179
JPL 374	178	281	0.71916	0.00004	1.835
JPL 383	204	233	0.72424	0.00004	2.538
JPL 404	257	146	0.74673	0.00004	5.113
6. Filons E-W					
<i>a. faisceau de Yenchichi</i>					
JPL 254	177	15.81 *	0.97030	0.00009	33.23
JPL 255	167	24.78 *	0.85882	0.00006	19.79
JPL 256	132	166	0.72241	0.00009	2.304
JPL 257	126	185	0.72122	0.00007	1.973
JPL 258	127	195	0.72064	0.00005	1.887
JPL 265	133	5.69 *	1.14727	0.00013	71.70
JPL 266	101	156	0.71933	0.00005	1.876
JPL 267	173	12.21 *	1.05933	0.00007	42.42
<i>b. faisceau de Dohendal</i>					
JPL 300	165	105	0.74202	0.00012	4.562
JPL 309	145	18.19 *	0.89185	0.00008	23.48
JPL 310	134	133	0.72842	0.00005	2.921
JPL 316	158	12.46 *	0.99541	0.00004	37.73
JPL 319	143	94.6	0.74024	0.00016	4.403
JPL 320	133	99.6	0.73560	0.00003	3.875
JPL 321	69	781	0.70713	0.00004	0.2556
<i>c. faisceau de Telabit</i>					
JPL 379	116	739	0.70841	0.00005	0.4542
JPL 380	115	748	0.70863	0.00005	0.4449
JPL 381	80.6	552	0.70821	0.00004	0.4225
JPL 386	78.3	769	0.70758	0.00004	0.2946
JPL 388	147	244	0.71866	0.00007	1.745
JPL 391	111	411	0.71092	0.00003	0.7817
JPL 392	149	265	0.71734	0.00003	1.629
JPL 393	157	161	0.72723	0.00009	2.827
JPL 394	105	521	0.70985	0.00009	0.5833
JPL 395	115	398	0.71222	0.00003	0.8365
JPL 396	154	300	0.71673	0.00009	1.487
JPL 406	74.9	679	0.70734	0.00004	0.3192
JPL 423	143	236	0.71876	0.00005	1.755
7. Adamellite de Yenchichi 2					
JPL 250	213	36.1	0.85070	0.00007	17.31
JPL 251	215	28.80 *	0.88057	0.00006	21.97
JPL 252	206	31.40 *	0.86206	0.00008	19.27
JPL 253	215	31.64 *	0.86674	0.00004	19.97
JPL 259	150	169	0.72470	0.00008	2.573
JPL 261	141	103	0.73752	0.00008	3.973
JPL 264	155	80.6	0.74872	0.00003	5.587

Tableau 2 (suite)

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	($\pm 2\sigma$ m)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
8. Granite de Tahrmet					
JPL 308	104	257	0.71514	0.00003	1.172
JPL 323	100	10.50 *	0.92368	0.00004	28.15
JPL 348	156	9.47 *	1.07374	0.00006	49.39
JPL 351	125	10.27 *	0.98602	0.00011	36.19
JPL 352	146	58.4	0.75902	0.00005	7.271
JPL 353	152	47.2	0.77897	0.00003	9.384
JPL 354	242	90.4	0.76933	0.00004	7.793
JPL 355	242	90.5	0.76846	0.00004	7.784
JPL 360	135	25.8 *	0.82977	0.00003	15.32
JPL 382	170	38.1	0.80523	0.00006	13.04
JPL 409	204	61.1	0.77707	0.00005	9.727
JPL 410	196	76.2	0.76350	0.00006	7.484
9. Filons N-S					
JPL 357a	142	264	0.71751	0.00005	1.558
JPL 357b	143	268	0.71756	0.00004	1.545
JPL 359	125	30.0	0.80250	0.00003	12.17
JPL 366	165	54.3	0.77430	0.00005	8.850
JPL 367	219	78.0	0.76776	0.00006	8.172
JPL 375	137	91.1	0.73747	0.00006	4.364
JPL 376	169	133	0.73261	0.00003	3.685
JPL 387	147	66.9	0.75459	0.00007	6.388
JPL 399	152	65.4	0.75557	0.00004	6.757
JPL 401	146	88.7	0.74265	0.00006	4.779
JPL 402	183	23.93 *	0.88123	0.00007	22.51
JPL 403	98.2	255	0.71332	0.00008	1.115
JPL 419a	280	41.9	0.85450	0.00006	19.57
JPL 419b	275	44.1	0.84702	0.00005	18.29
10. Complexes annulaires					
<i>a. Massif de Kidal</i>					
B 20-1	52.2	42.0	0.73605	0.00004	3.606
B 128-1	54.9	29.4	0.75122	0.00015	5.427
RB 524-1	56.7	21.1	0.76863	0.00012	7.822
B 60-2	128	15.19 *	0.89602	0.00009	24.83
RB 464-2	143	7.82 *	1.16663	0.00006	55.31
RB 529-2	186	4.77 *	1.51627	0.00018	115.5
RB 544-2	121	13.36 *	0.91639	0.00006	26.74
B 235-2	103	8.42 *	1.00449	0.00011	36.43
B 186-4	111	97	0.73131	0.00006	3.354
RB 557-4	124	133	0.72750	0.00007	2.703
RB 465-6	210	62.3	0.78406	0.00007	9.827
RB 531-6	213	55.1	0.79855	0.00008	11.31
RB 454-7	210	30.5	0.87011	0.00005	20.24
RB 455-7	174	59.6	0.77327	0.00004	8.502
RB 461-7	194	53.5	0.79073	0.00005	10.59
RB 466-7	183	56.2	0.78356	0.00006	9.493
RB 509-7	190	58.4	0.78140	0.00013	9.483
RB 551-8	191	42.9	0.81193	0.00004	13.12
RB 450-10	255	4.11 *	2.20275	0.00021	206.0

Tableau 2 (suite)

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	($\pm 2 \sigma$ m)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
<i>Massif de Kidal (suite)</i>					
RB 451-10	235	4.78 *	1.77635	0.00026	143.4
RB 556-10	293	3.56 *	2.36253	0.00019	277.1
B 145-10	159	22.23 *	0.87142	0.00016	21.03
RB 468-10	204	12.91 *	1.06797	0.00005	47.35
RB 549-10	182	19.79 *	0.92196	0.00003	27.17
RB 552-11	189	37.4	0.82377	0.00003	14.48
RB 554-11	160	38.7	0.79948	0.00005	12.07
B 160-12	164	3.35 *	1.89916	0.00013	158.3
JPL 234-12	194	7.91 *	1.30307	0.00012	75.14
JPL 232-x	120	51.3	0.75911	0.00003	6.803
JPL 233-x	142	16.97 *	0.90687	0.00011	24.69
<i>b. Massif de Timedjelalen</i>					
RB 358-1	96.7	20.20 *	0.82016	0.00005	14.09
RB 360-1	112	15.65 *	0.87198	0.00005	21.04
RB 427-1	117	15.90 *	0.87307	0.00014	21.82
RB 438-1	178	10.47 *	1.09758	0.00033	51.08
JPL 299-1	165	24.52 *	0.86404	0.00004	19.77
JPL 306-1	94.6	24.26 *	0.79861	0.00005	11.38
JPL 334-2	92.4	19.41 *	0.81748	0.00006	13.92
RB 429-3	122	94.5	0.73527	0.00013	3.746
RB 446-3	163	13.36 *	0.97613	0.00014	35.24
JPL 324-3	162	140	0.73192	0.00007	3.356
JPL 325-3	139	125	0.72826	0.00003	3.224
JPL 326-3	167	86.2	0.74645	0.00003	5.627
JPL 341-3	153	24.71 *	0.84542	0.00004	18.16
JPL 342-3	128	24.11 *	0.82202	0.00004	15.54
JPL 345b-3	109	197	0.71812	0.00006	1.603
RB 394-4	192	66.1	0.77262	0.00003	8.459
JPL 327-4	142	114	0.73412	0.00006	3.614
JPL 340-4	179	59.5	0.77284	0.00007	8.688
RB 393-5	570	10.45 *	2.04472	0.00016	178.2
RB 395-5	430	30.8	1.03397	0.00013	41.47
JPL 337-5	426	27.86 *	1.06519	0.00004	45.81
JPL 338-5	566	18.63 *	1.45339	0.00011	94.38
JPL 339-5	526	7.74 *	2.34933	0.00018	228.5

bole. Une enclave a également montré de l'orthopyroxène (Caby, comm. pers.). Le quartz et les feldspaths sont fracturés et sont granulés au bord des grains. Le plagioclase peut être plié. L'amphibole et la biotite, partiellement chloritisée, sont étirées et parfois déchiquetées. La deuxième phase consiste essentiellement en des symplectites finement grenues de quartz et de feldspath, impliquant des conditions atectoniques, et en le remplacement de la biotite par une autre biotite en grandes plages non cataclasées et par du sphène souvent au contact des deux biotites. L'amphibole rétomorphosant le pyroxène pourrait être rattaché à cette même phase étant donné qu'elle n'est jamais affectée par la déformation. De même, l'association symplectitique sporadique d'amphibole et de plagioclase est probablement également liée à cette phase. Les minéraux accessoires sont : le sphène et l'apatite abondants, le zircon, l'allanite, l'opaque ainsi que l'épidote secondaire. La cristallisation de ce massif a donc débuté à la fin de la tectonique à foliation N-S pour se poursuivre dans des conditions atectoniques. La granodiorite d'Adma a pour cette raison été qualifiée de «tarditectonique». Ceci est confirmé par l'auréole de contact développée dans l'encaissant volcanosédimentaire comportant une première biotite orientée et une biotite postérieure posttectonique (Caby, comm. pers.).

La granodiorite d'Adma a été datée antérieurement par U-Pb sur zircons à 613 ± 3 Ma (Ducrot *et al.*, 1979). Une isochrone Rb-Sr sur roches totales fournit une valeur de 595 ± 24 Ma ($R_0 = 0.70482 \pm 0.00026$, 9 RT, MSWD = 0.7, fig. 8). Bien que comprises dans les limites d'erreur, ces deux valeurs correspondent vraisemblablement à deux phases dans la cristallisation du massif : l'âge U-Pb au début de la cristallisation, lors de la tectonique N-S, et l'âge Rb-Sr à la fermeture de ce système peu après la fin de la tectonique, lors de la deuxième phase de cristallisation.

Le granite porphyroïde

En général peu orienté mais montrant des couloirs de déformation orientés N-S, ce granite doit son caractère porphyroïde à des cristaux centimétriques de microcline légèrement perthitique. Le reste de la roche se compose de quartz à extinction ondulante, de plagioclase parfois zoné (oligoclase), de biotite brun-vert et d'amphibole verte. Les minéraux accessoires sont du sphène automorphe souvent grossier et de l'apatite abondants, de l'opa-

que et du zircon. La déformation se marque par la recristallisation en mosaïque du quartz, par la granulation locale du bord des feldspaths et par des microfractures parfois remplie d'épidote. De plus, le plagioclase et la biotite peuvent être pliés. Comme dans la granodiorite d'Adma, mais moins nettement, se marque une deuxième phase de cristallisation, posttectonique : ce sont à nouveau des symplectites fines de quartz et de feldspath et une biotite tardive remplaçant la première ainsi que, par endroit, l'amphibole. Le granite porphyroïde se place donc également à la fin de la tectonique N-S (tarditectonique).

Le granite porphyroïde est le faciès le plus répandu dans le batholite des Iforas. Malheureusement, l'échantillonner valablement est difficile en raison de la grande taille de ses cristaux et de sa présentation habituellement altérée. Les échantillons analysés proviennent donc de divers endroits du batholite parfois éloignés les uns des autres de plusieurs dizaines de kilomètres. Probablement pour cette raison ainsi que le possible déséquilibre isotopique entre les porphyroblastes de microcline et le reste de la roche, ces échantillons ne forment pas une isochrone. Cependant, comme l'étude de terrain a montré la quasi-simultanéité de mise en place du granite porphyroïde et de l'adamellite fine d'Aoukenek, l'âge de celle-ci peut lui être appliqué (591 Ma, voir plus loin). Avec cet âge, les rapports initiaux (R_0) calculés s'échelonnent entre 0.7042 et 0.7053.

L'adamellite fine d'Aoukenek

Cette roche comporte des minéraux millimétriques de quartz, de plagioclase (oligoclase), de microcline légèrement perthitique et de la biotite chloritisée; comme minéraux accessoires, du sphène, de l'opaque, de l'allanite, de l'apatite et du zircon. Les feldspaths sont souvent très altérés. La déformation, peu importante, se marque par l'extinction ondulante et la recristallisation en plages isométriques du quartz et par des fractures diverses. Une phase de cristallisation tardive est représentée par des symplectites de quartz et de feldspath. Ce massif, subcontemporain du granite porphyroïde, a donc très peu subi la tectonique N-S et représente le dernier terme de la famille tarditectonique.

Une bonne isochrone est formée par les 7 RT analysées : 591 ± 18 Ma (MSWD = 0.9, fig. 9) avec un rapport initial remarquablement bas : $R_0 = 0.7035 \pm 0.0005$. Cette valeur correspond à l'âge préliminaire

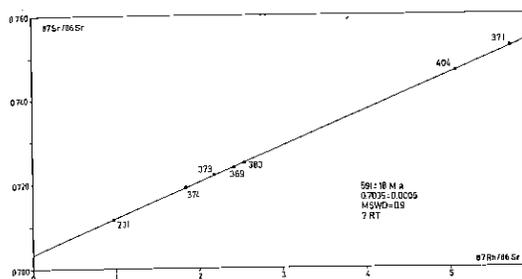


Fig. 9.- Isochrone de l'adamellite fine d'Aoukenek (carditectonique).

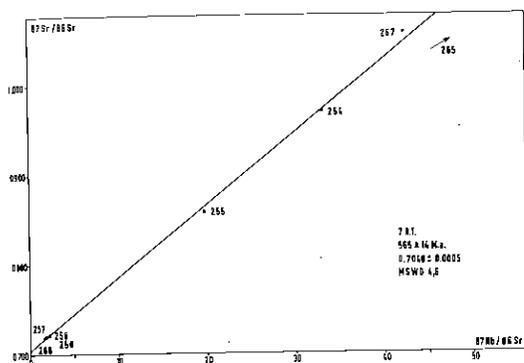


Fig. 10.- Isochrone du faisceau de filons E-W de Yenchichi (posttectonique I, région sud).

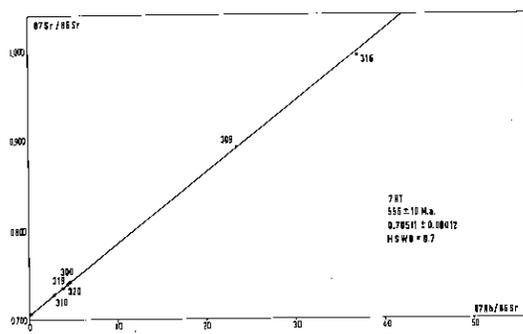


Fig. 11.- Isochrone du faisceau de filons E-W de Dohendal (posttectonique I, région nord).

de Bertrand et Davison (1981) : 596 ± 54 Ma ($R_o = 0.7039 \pm 0.0016$, MSWD = 0.4, Aoukenek recalculé en éliminant l'échantillon 223, différent; Bertrand, comm. pers.).

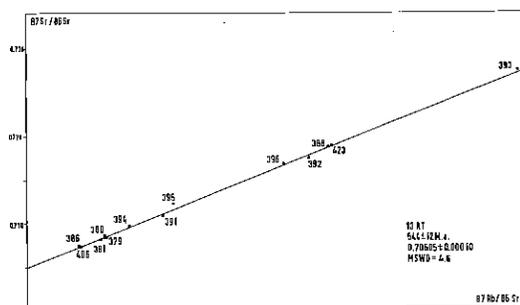


Fig. 12.- Isochrone du faisceau de filons E-W de Telabit (posttectonique I, région nord).

Les filons E-W

Les filons représentent le premier terme réel-ement posttectonique et sont groupés en faisceaux, au nombre de trois dans la région étudiée ; Yenchichi, Dohendal et Telabit. Le faciès le plus courant que l'on trouve dans les faisceaux Yenchichi et Telabit est une adamellite porphyrique à phénocristaux de quartz, de plagioclase zoné (oligoclase), de feldspath potassique parfois perthitique et de ferromagnésiens en amas altérés (souvent de la biotite, plus rarement de l'amphibole verte). Le reste de la roche est formé de petits cristaux de quartz et de feldspath isogranulaires ou en association symplectitique. Les minéraux accessoires comprennent du sphène, de l'opaque et de l'apatite. Dans le faisceau extrêmement dense de Telabit, des filons à structure porphyrique de composition plus basique, monzonitique ou dioritique sont également abondants. En contraste, le faisceau de Dohendal préfigure déjà la famille alcaline, et est composé de microgranites et de porphyres à amphibole - biotite, qui contiennent souvent de la fluorine parmi les minéraux accessoires, et des felsites rouges aphanitiques. Notons que ce faisceau, interrompu par le granite de Tahrmet et le complexe annulaire de Timedjelalen, s'incurve vers le sud pour s'orienter parallèlement aux essais N-S (fig. 4).

Le faisceau le plus méridional (Yenchichi, fig. 10) fournit un âge de 565 ± 14 Ma (7 RT, $R_o = 0.7048 \pm 0.0005$, MSWD = 4.6); celui de Dohendal donne : 556 ± 10 Ma, (7 RT, $R_o = 0.70511 \pm 0.00012$, MSWD = 0.7, fig. 11); le plus septentrional quant à lui (Telabit, fig. 12) définit une isochrone de 13 RT de 544 ± 12 Ma ($R_o = 0.70505 \pm 0.00010$, MSWD = 4.6).

La qualité parfois médiocre de ces isochrones, établies par faisceaux, peut s'expliquer par le fait qu'elles s'appuient sur des échantillons de filons différents. Néanmoins, elles déterminent des rapports initiaux très voisins, et malgré le recoupement des limites d'erreur, ces trois faisceaux semblent déterminer une progression d'âges du sud vers le nord. Rappelons cependant que le faisceau extrêmement serré de Telabit apparaît comme un panneau au sein du granite de Tahrmet qui l'envahit et on ne peut écarter l'hypothèse d'une réhomogénéisation isotopique du champs filonien lors de la mise en place de granite. Dans ce cas, l'âge de la transition calco-alcalin - alcalin se fixerait autour de 560 Ma.

L'adamellite de Yenchichi 2

Massif circonscrit non orienté, Yenchichi 2 recoupe le batholite tarditectonique mais également le massif pré-tectonique de Yenchichi 1 et le faisceau de filons E-W de Yenchichi. De grain relativement grossier (4-5 mm), cette roche se compose de microcline perthitique se moulant sur du plagioclase zoné (oligoclase) subautomorphe, de quartz groupé interstitiel et de biotite brune partiellement chloritisée. Les minéraux accessoires sont le sphène, le zircon, l'opaque et l'apatite. Très localement peut se développer de la muscovite et de l'épidote secondaire. Quelques filons aplitiques recoupent le massif.

Sept RT définissent une bonne isochrone (fig. 13) : 577 ± 14 Ma ($R_0 = 0.7038 \pm 0.0010$, MSWD = 1.6). Dans les limites d'erreur, cet âge est comparable à celui déterminé par les filons E-W de Yenchichi, ce qui indique une quasi-simultanéité de mise en place du massif et du faisceau, comme suggéré par leur composition minéralogique semblable (adamellitique). D'autre part, l'isochrone de Yenchichi est distincte de celle du faisceau de Telabit et, dans le cas où cette dernière représente l'âge de mise en place des filons, confirmerait l'hypothèse de la progression d'âges du sud vers le nord après la collision.

Le granite à perthite-biotite du Tahrmet

Vaste massif au nord de l'adras Timedjelalen, le Tahrmet constitue le premier terme de la famille alcaline et le dernier pluton précédent l'érosion du bâti. C'est un granite en général grossier (cristaux de l'ordre du cm) et souvent altéré. Il est constitué de grands cristaux de microcline perthitique subautomorphe, de quartz xénomorphe en grandes plages et

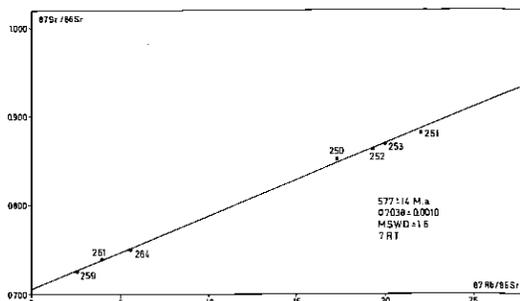


Fig. 13.- Isochrone de l'adamellite de Yenchichi 2 (post-tectonique I, région sud).

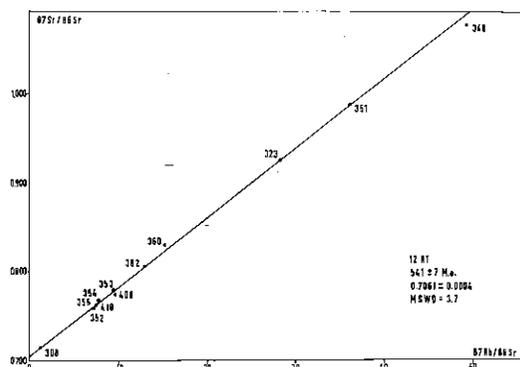


Fig. 14.- Isochrone du granite alcalin de Tahrmet (post-tectonique II, région nord).

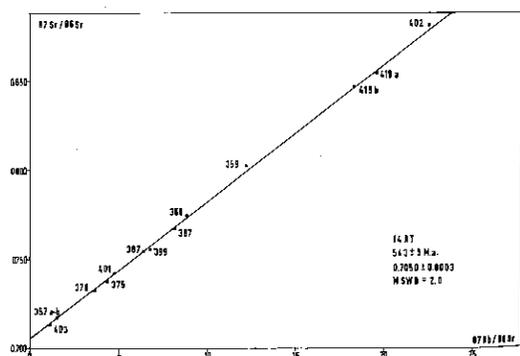


Fig. 15.- Isochrone de l'essaim de filons N-S de Tairrar (post-tectonique II, région nord).

de biotite brune chloritisée. Les minéraux accessoires sont la fluorine parfois abondante, l'opaque, le sphène et l'apatite.

Une isochrone sur 12 RT détermine un âge de 541 ± 7 Ma ($R_o = 0.7061 \pm 0.0004$, MSWD = 3.7, fig. 14) un peu plus jeune que le faisceau de Dohendal mais comparable à celui de Telabit qui pourtant présente des caractères pétrographiques et géochimiques plus proches des termes calco-alcalins potassiques que Dohendal.

Les filons N-S

Ces filons ne sont pas, comme les filons E-W, groupés en faisceaux mais forment des essaïms plus dispersés dépassant en longueur la centaine de kilomètres. L'essaïm principal se situe dans l'alignement du plateau de laves du Tiralrar dont il constitue probablement les cheminées d'alimentation. Ces filons sont essentiellement représentés par des microgranites porphyriques et granophyriques et par des microsyénites contenant fréquemment des enclaves basiques. Les phénocristaux sont constitués de quartz rhyolitique, de feldspath K perthitique fréquemment altéré ainsi que d'amas de ferromagnésiens en général subordonnés composés essentiellement de biotite chloritisée mais également de clinopyroxène et d'amphibole parfois hyperalcaline. La pâte est composée de quartz et de feldspath en petits cristaux isogranulaires, fréquemment en associations symplectitiques, parfois sphérolitiques. De nombreux filons sont également des rhyolites brunâtres dévitrifiées et des pyromérides.

L'isochrone est basée sur 14 échantillons provenant de différents filons de l'essaïm du Tiralrar, au NE du complexe annulaire de Timedjelalen. Cette isochrone (fig. 15, MSWD = 2.0, 543 ± 9 Ma, $R_o = 0.7050 \pm 0.0003$) démontre la simultanéité de mise en place et l'origine commune de ces filons. L'âge est comparable à celui des filons E-W de Dohendal et de Telabit et du granite du Tahmert, situés dans la même région.

Les laves du Tiralrar

Composées de rhyolites, d'ignimbrites et de tufs, ces extrusions ne sont pas étudiées ici (elles constituent un sujet en soi) mais représentent probablement en volume l'événement magmatique le plus important des Iforas. En effet, dans les reliques molassiques de la chaîne, le matériel est exclusivement du type Tiralrar (Fabre, 1982). Il ne serait donc pas étonnant que l'Adrar des Iforas ait

été recouvert par un manteau d'extrusions acides d'épaisseur plurikilométriques, sous lequel se serait mis en place les complexes annulaires.

Les complexes annulaires

Ces complexes annulaires constituent la dernière activité magmatique dans l'Adrar des Iforas (excepté l'épisode sous-saturé permien de la province de complexes annulaires du Tadhak, sur le craton ouest-africain; Liégeois *et al.*, 1983). Ils recourent donc tous les termes précités exceptés quelques filons N-S plus tardifs. Leur pétrographie complexe ne sera ici qu'ébauchée. Elle est décrite en détail par ailleurs (Ba, 1982; Fabre *et al.*, 1982; Ba *et al.*, 1985). Deux complexes annulaires sont étudiés ici, Kidal-Tibeljeljeline au sud et Timedjelalen au nord (fig. 3). Le Kidal-Tibeljeljeline débute par des microsyénites en filons annulaires externes souvent polygonaux qui sont tronqués par un massif central d'une trentaine de kilomètres composé d'une douzaine de venues principales (fig. 16). Sa complexité est due à l'individualisation de plusieurs centres d'effondrement et au fait que le niveau d'érosion correspond aux zones de toitures. Le Timedjelalen mesure 32×22 km et, plus classique, est composé de six venues concentriques et centripètes (fig. 17). Les principaux faciès sont des microsyénites quartzitiques, des granites hypersolvus hyperalcalins, des granites hypersolvus métalumineux à amphibole-biotite et des granites subsolvus à biotite \pm amphibole. L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique de ces deux massifs (Ba *et al.*, 1985) met en évidence la présence de deux lignées, l'une l'hyperalcaline, l'autre métalumineuse.

Les isochrones des deux complexes annulaires ont été établies sur un grand nombre de points (25 et 21 points) pour vérifier la mise en place successive des différentes venues en quelques millions d'années comme au Kerguelen (Lameyre *et al.*, 1976; ici dans les Iforas, inférieure aux erreurs de ± 7 Ma) et pour confirmer la migration des âges du sud vers le nord des événements posttectoniques. En effet le massif de Kidal donne : 561 ± 7 Ma, $R_o = 0.7061 \pm 0.0007$, 25 RT, MSWD = 2.1 (fig. 18a et b) et celui de Timedjelalen : 549 ± 7 Ma, $R_o = 0.7052 \pm 0.0005$, 21 RT, MSWD = 3.0 (fig. 19). Dans le nord de la région étudiée tout le magmatisme posttectonique s'est déroulé très rapidement (autour de 545 Ma). Un âge U/Pb sur zircons plus ancien (596 ± 6 Ma) a été mentionné pour le massif de Kidal (Ducrot *et al.*, 1979). La raison de cette différence n'est pas connue

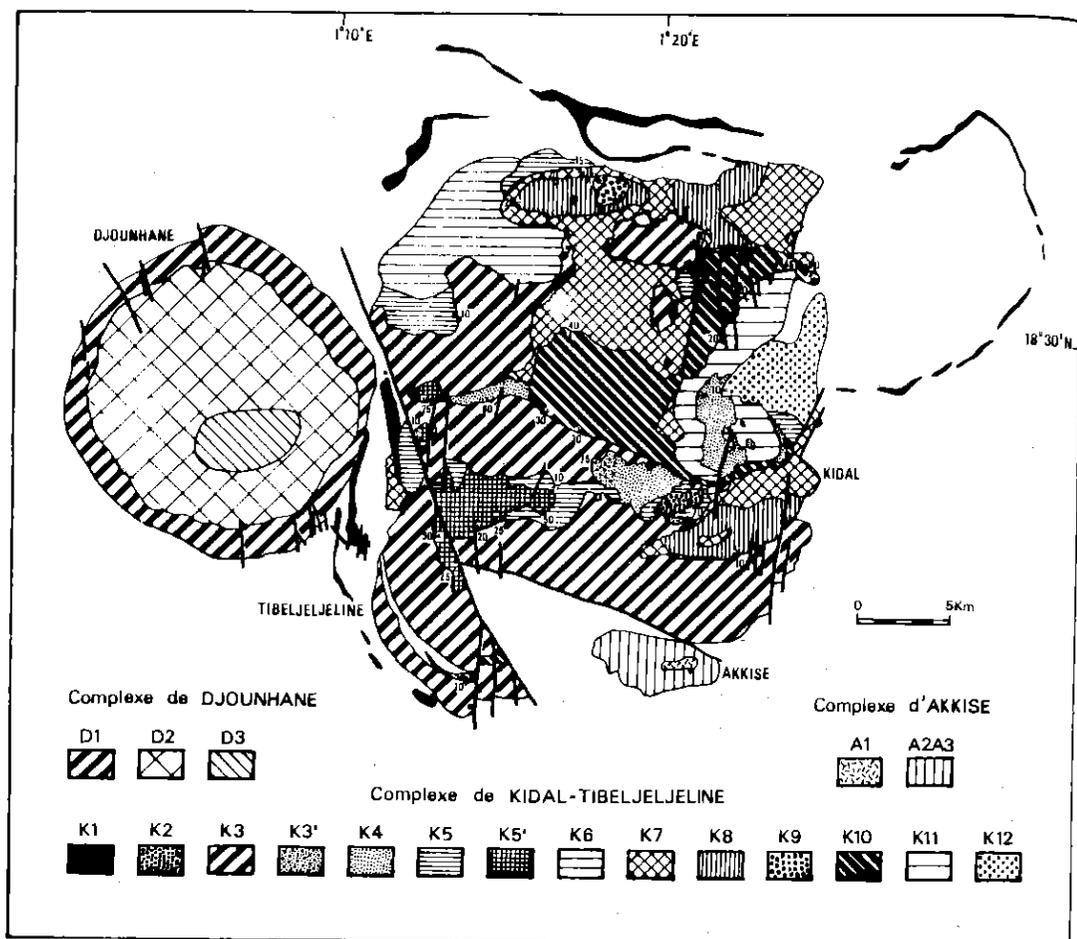


Fig. 16.- Carte géologique des complexes annulaires de Kidal - Tibeljeljeline, de Djounhane et d'Akkise. K1 = microsénite et syénite quartzique à ferroaugite-amphibole-biotite \pm fayalite; K2 = microgranite à amphibole-biotite; K3 = granite grossier métallumineux (perthite-hédenbergite-amphibole-biotite \pm fayalite) à hyperalcalin (perthite-hédenbergite aegyrinique-amphiboles calco-sodiques et sodiques \pm aenigmatite); K3' = microgranite hyperalcalin; K4 = microgranite métallumineux à FK-hédenbergite-amphibole-biotite et à 2 feldspaths-amphibole-biotite; K5 = granite fin à perthite-biotite-chlorite \pm amphibole; K5' = granite moyen à perthite-amphibole-biotite \pm fayalite; K6 = granite fin à perthite-oligoclase-amphibole-biotite; K7 = granite grossier à fin perthite-oligoclase-amphibole-biotite; K8 = granite fin à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; K9 = microgranite à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; K10 = granite moyen métallumineux (hédenbergite-hédenbergite aegyrinique-ferrorichtérite-arfedsonite-biotite) à hyperalcalin (aegyrine-arfedsonite-astrophyllite); K11 = granite grossier à perthite-amphibole-biotite; K12 = granite fin à microcline-albite-aegyrine-amphibole calco-sodique et à microcline-albite-arfedsonite. A1 = microgranite à amphibole-biotite; A2 : granite fin à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; A3 = microgranite à perthite-oligoclase-amphibole-biotite. -D1= K3; D2 = K7; D3 = K8.

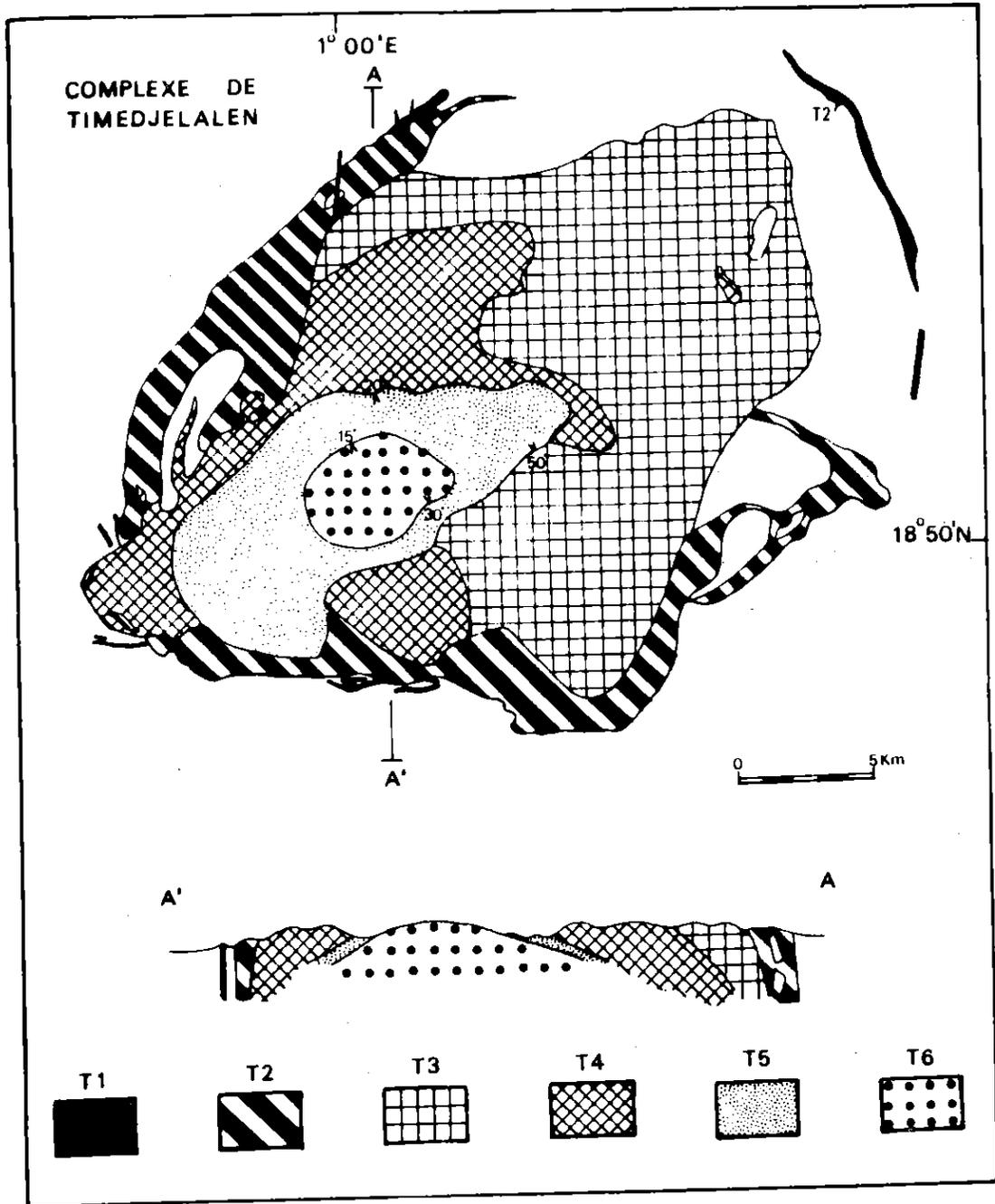


Fig. 17.- Carte géologique du complexe annulaire de Timedjelalen. T1 = microgranite; T2 = granite moyen à perthite-augite aegyrienne-amphibole calco-sodique-biotite; T3 = granite grossier à perthite-augite aegyrienne-amphiboles calco-sodiques et sodiques; T4 = granite hétérogranulaire à perthite-oligoclase-amphibole-biotite; T5 = granite fin à perthite-oligoclase-biotite; T6 = granite moyen à fin à aegyrienne-arfedsonite.

Tableau 3. - Significations géochronologiques

	Région SUD		Région NORD
	(R) Yenchichi 1	544 ± 16 (0.7063 ± 5)	(M) Timedjelalen 549 ± 6 (0.7052 ± 5) (Laves)
Tectonique cassante,			(M) Filons N-S 543 ± 9 (0.7050 ± 3) (M) Tahrmert 541 ± 7 (0.7061 ± 4) (M) Filons E-W :
distension,			- Telabit 544 ± 12 (0.70505 ± 10) - Dohendal 556 ± 10 (0.70511 ± 12)
et	(M) Kidal	561 ± 7 (0.7061 ± 7)	
	(M) Yenchichi 2	577 ± 14 (0.7038 ± 10)	
uplift.	(M) Filons E-W :		
	- Yenchichi	565 ± 14 (0.7048 ± 5)	
Régions SUD et NORD			
	(FC) Aoukenek	591 ± 18 (0.7035 ± 5)	
Tectonique de	(FC) gr. porphyroïde		(0.7042 à 0.7053)
collision	(FC) Adma	595 ± 24 (0.70482±26)	
	(R) Erecher	602 ± 13 (0.70590± 8)	
	(DC) Adma	613 ± 3 (Ducrot <i>et. al.</i> 1979)	
Régime de	(M) Yenchichi 1		(<0.704)
	(M) Erecher		(0.7040 à 0.7045)
subduction	(S) Taféliant	<696 ± 8	(Caby & Renaud-Andreopoulos, sous presse)

(R)	= réhomogénéisation
(FC)	= fin de cristallisation
(DC)	= début de cristallisation
(M)	= mise en place
(S)	= sédimentation.

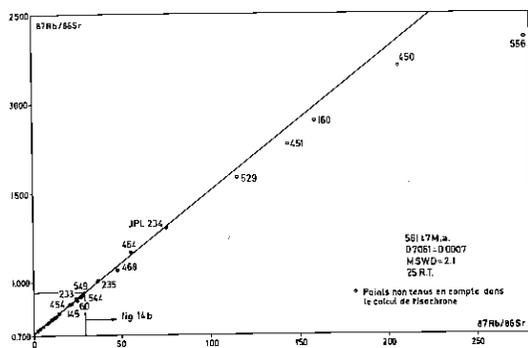
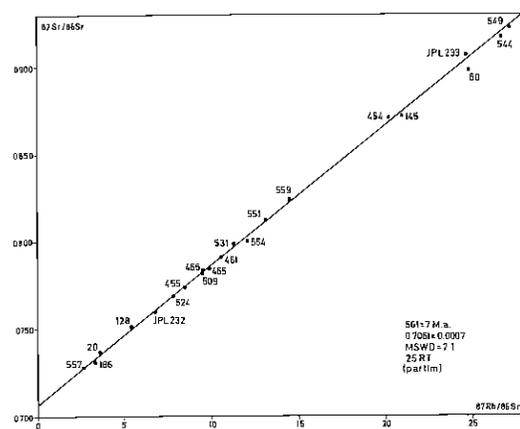


Fig. 18a et b. Isochrones du complexe annulaire de Kidal (posttectonique II, région sud).

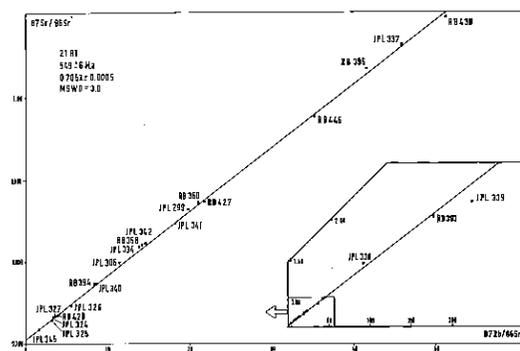


et est à l'étude (Liégeois et Lancelot, trav. en cours). Dans le diagramme du complexe de Kidal, les échantillons à haut rapport Rb/Sr ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ trop faibles, phénomène déjà signalé pour le granite de Noqui au Zaïre (Delhal *et al.*, 1971; Cahen *et al.*, 1976). Dans la famille alcaline, ce sont les filons N-S qui définissent le rapport initial le plus bas, ce qui impliquerait une plus grande réaction avec l'encaissant pour les termes plutoniques. Le rapport initial des filons N-S (0.7050 ± 3) serait donc la valeur la plus proche du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la source alcaline.

CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES ESSENTIELLES

Les 4 familles magmatiques définies par leur relation avec la tectonique se différencient nettement sur le plan géochimique comme le démontrent les quelques exemples proposés dans ce travail. Les données géochimiques seront publiées avec l'étude géochimique complète (en prép.).

Le diagramme classique SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (fig. 20) montre la caractéristique essentielle du plutonisme du batholite des Iforas, le passage d'un magmatisme calco-alcalin pauvre en K_2O (affinités tholéïtiques, famille pré-tectonique) vers un magmatisme alcalin (famille post-tectonique II) en passant par des termes intermédiaires (calco-alcalin riche en K_2O , famille tarditectonique et post-tectonique I). Le diagramme SiO_2 versus indice d'apacité $[(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{mol}} / (\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{mol}}]$; fig. 21] visualise le même phénomène dévoilant la famille post-tectonique I comme similaire à la famille tarditectonique mais avec des pointes alcalines erratiques. Contrairement aux familles calco-alcalines, le groupe alcalin ne montre pas de corrélation entre l'indice d'apacité et SiO_2 . Les mêmes conclusions sont déduites des éléments en traces tels le Zr et le Rb. Le diagramme SiO_2 versus Zr (fig. 22) exprime à nouveau le passage vers la famille alcaline au travers des différents termes calco-alcalins. Particulièrement parmi ces trois derniers, la décroissance régulière du Zr atteste que cet élément est loin d'être toujours hygromagmatophile dans les termes acides et intermédiaires ainsi que Saunders *et al.* (1980) l'ont déjà souligné. Les teneurs particulièrement élevés de certains échantillons alcalins sont probablement dues à une minéralogie accessoire particu-



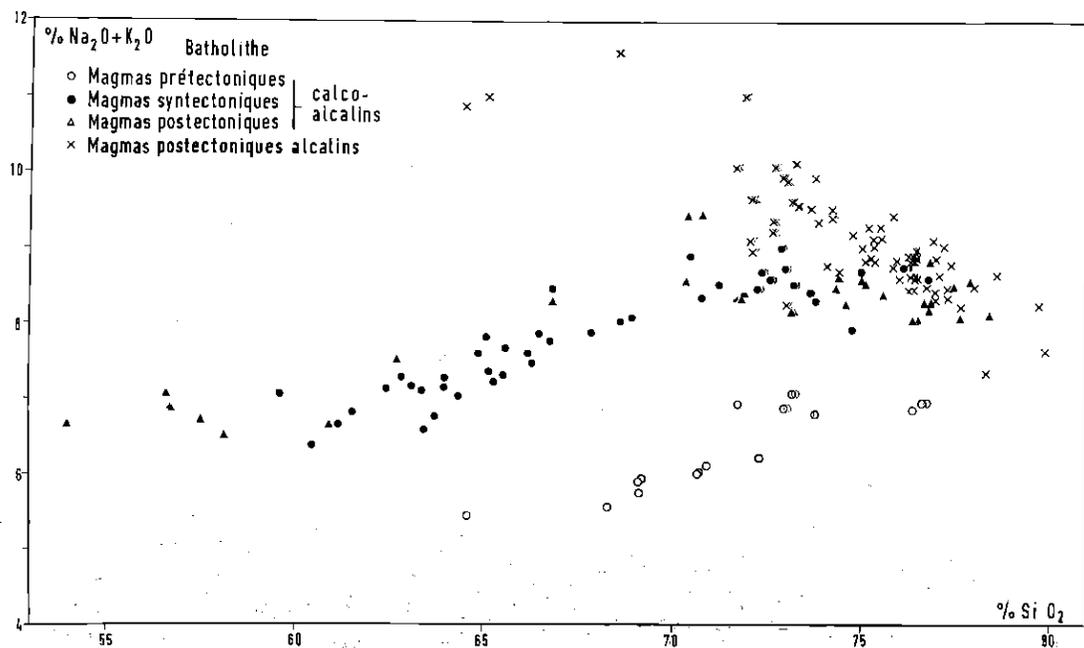


Fig. 20.- Diagramme SiO₂ versus Na₂O+K₂O.

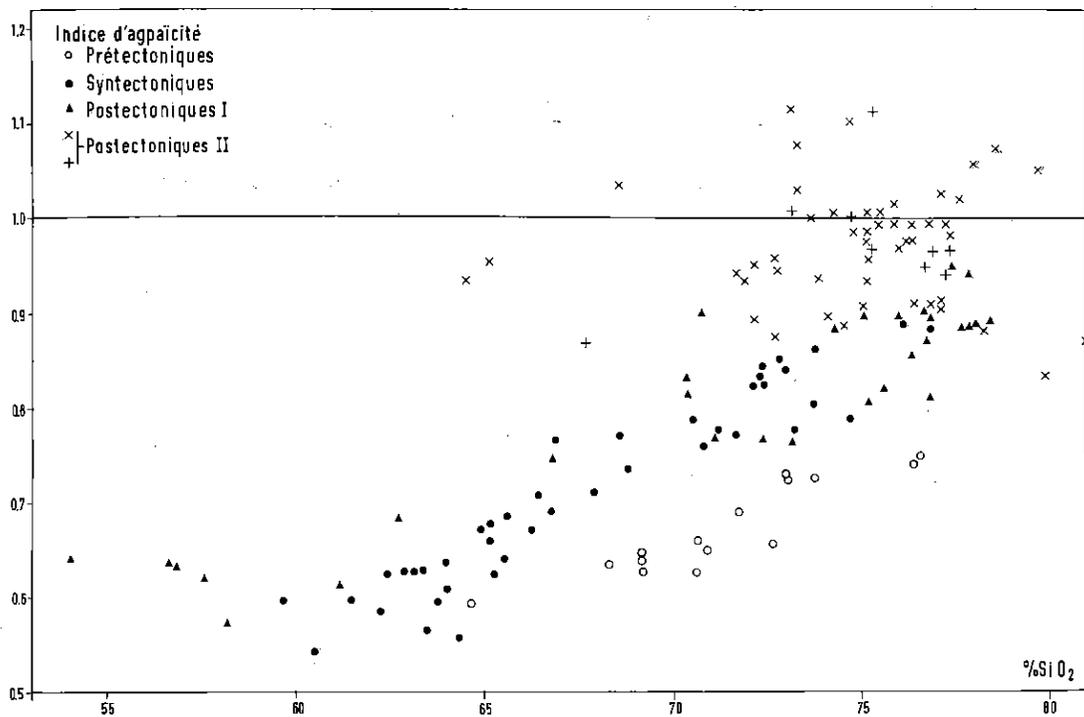


Fig. 21.- Diagramme SiO₂ versus indice d'agaïcité (Na₂O+K₂O/Al₂O₃, en valeurs moléculaires).

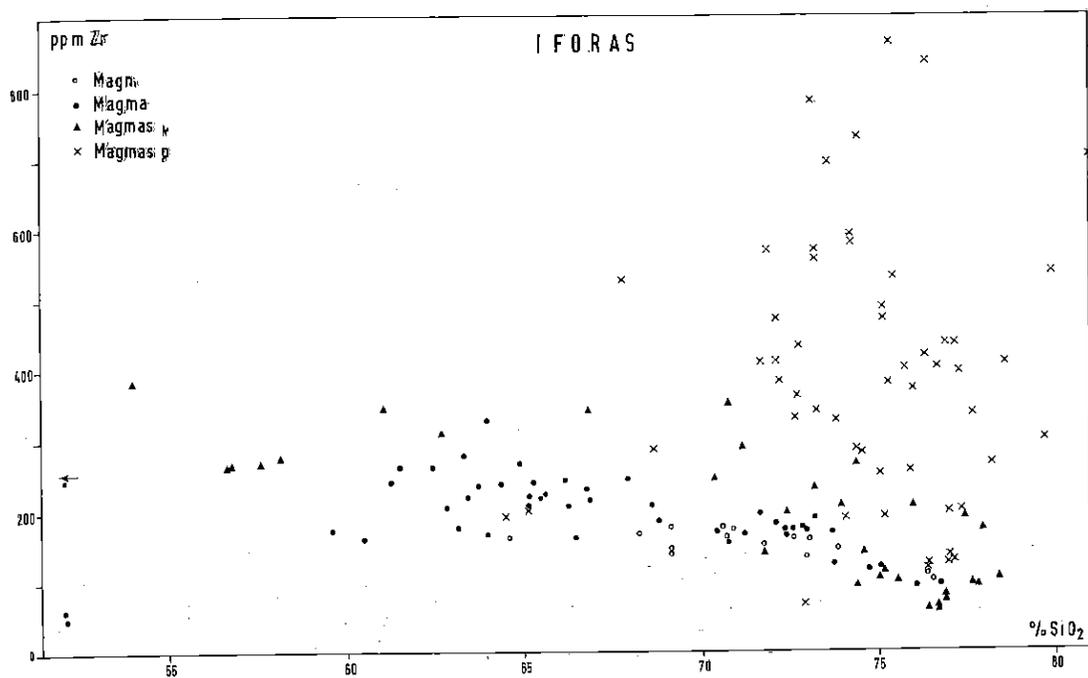


Fig. 22.- Diagramme SiO₂ versus Zr. Mêmes figurés que sur la fig. 20.

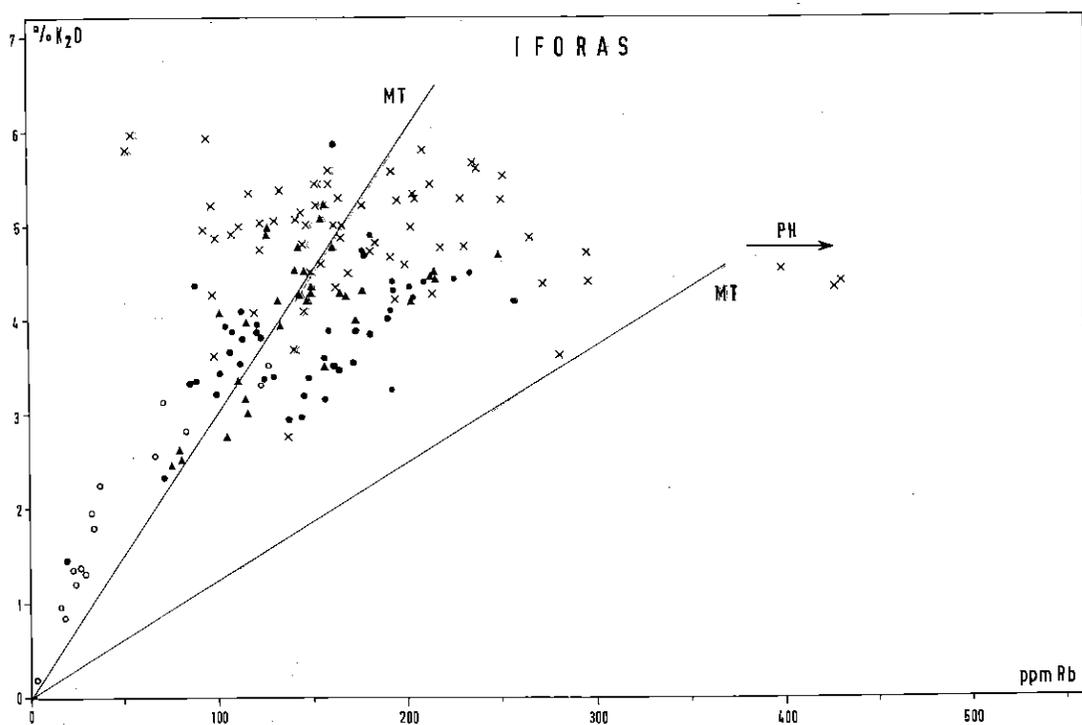


Fig. 23.- Diagramme K₂O versus Rb, MT = tendance principale, PH = tendance pegmatitique-hydrothermale. Mêmes figurés que sur la fig. 20.

lière ou à des phénomènes tardimagmatiques intenses au cours desquels le Zr s'est enrichi dans la phase fluide. Dans le diagramme Rb *versus* K₂O (fig. 23), la famille pré-tectonique se distingue par une lignée parallèle à la tendance principale (MT, Shaw, 1968) mais avec des rapports K₂O/Rb plus élevés, traduisant à nouveau une affinité tholéiitique. Les deux autres familles calco-alcalines se situent également dans une zone à hauts rapports K₂O/Rb mais essentiellement dans la tendance principale. Quant à la famille alcaline, elle se caractérise par des teneurs constantes en K₂O, quelle que soit la concentration en Rb, comme l'ont également relevé Vidal *et al.* (1979) pour les complexes annulaires saturés des îles Kerguelen. Vers la droite du diagramme, certains échantillons (particulièrement ceux de la dernière venue, hyperalcaline, du complexe annulaire de Timedjelalene) suivent la tendance «pegmatitique-hydrothermale» (PH, Shaw, 1968), qui indiquerait un réajustement post-magmatique en réponse à des fluides (auto) métamorphiques (Vidal *et al.*, 1979).

PETROGENESE

Les quelques caractéristiques décrites dans le chapitre précédent ont démontré l'homogénéité géochimique des unités définies sur le terrain et confirme leur origine dans un contexte géodynamique différent. Les rapports initiaux ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr bas (entre 0.7035 et 0.7060) de tout le magmatisme étudié exclut une participation significative d'une croûte supérieure ancienne, comme l'avaient déjà remarqué Bertrand et Davison (1981) pour le nord et l'est des Iforas. D'autre part, une vieille croûte continentale inférieure devrait être tellement déprimée en éléments lithophiles pour avoir des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr aussi bas que 0.7035 (adamellite d'Aoukene), qu'elle pourrait difficilement produire une grande quantité de granitoïdes. La source primaire des magmas des Iforas doit donc être mantellique, la croûte inférieure pouvant intervenir comme contaminant. La production de volumes importants de termes granitiques par le manteau a toujours été sujet à controverses. Cependant si cette origine soulève des problèmes pour la pétrologie expérimentale, l'origine crustale des granites des cordillères en pose dans les domaines isotopiques et structuraux (Brown, 1977). De toutes manières, l'interaction de ces magmas mantelliques avec la

croûte inférieure ne doit pas être négligée et peut être à l'origine des termes les plus acides.

Bien que la relation K-h (liaison de la teneur en K₂O pour une valeur donnée de SiO₂ avec la profondeur de la plaque subductée; Dickinson et Hatherton, 1967) soit fort discutée (Arculus et Johnson, 1978), d'autres arguments (Terres Rares, éléments lithophiles) indiquent, depuis les termes tholéiitiques jusqu'aux magmatismes alcalin et shoshonitique en passant par les familles calco-alcalines, une origine de plus en plus profonde (Dupuy *et al.*, 1977). Il est certain cependant qu'une continuité existe, du moins pour le groupe calco-alcalin-tholéiitique, et que les limites fixées sont arbitraires (Miyashiro, 1974). Il est donc vraisemblable, dans notre cas, de postuler la source de la famille pré-tectonique comme la moins profonde et celle de la famille alcaline comme la plus profonde.

Les éléments décrits jusqu'à présent permettent de proposer un modèle pétrogénétique global préliminaire.

Le régime de subduction

Réhomogénéisés lors de la collision, les rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr primaires du magmatisme pré-tectonique peuvent être évalués à 0.7040-0.7045 (pour Erecher, le massif le plus représentatif). Ces tonalites, de chimisme calco-alcalin pauvre en K₂O (affinité tholéiitique), déterminent une lignée parallèle à celles des marges continentales (Cascades I et Andes centrales, Miyashiro, 1974; fig. 24) dans la zone à faibles rapports K₂O/SiO₂. Le même type de magmatisme est également présent dans le Kidalien et où il comporte plusieurs phases distinctes (Bertrand *et al.*, sous presse). Le massif tonalitique d'Erecher, contemporain de la subduction, semble donc posséder des caractéristiques intermédiaires entre une marge continentale et un arc insulaire. Ceci peut être expliqué par l'absence de contamination significative (rapports initiaux ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr : 0.7040 à 0.7045) par la croûte supérieure mais également par sa position géographique (bord ouest du batholite) non loin de l'arc insulaire décrit par Caby (1981). L'origine de la famille pré-tectonique doit par conséquent être comparable à celle des andésites des marges continentales actuelles (au nord d'Oumasene existe peut-être un assemblage complet de la cordillère, des tonalites aux andésites, Bertrand, comm. pers.), c'est à dire le manteau supérieur éventuellement influencé par la croûte océanique

subductée (Fyfe et Mc Birney, 1975), par le manteau sus-jacent ou même la croûte continentale inférieure (Best, 1975) ou par d'autres phénomènes (i.e. Thorpe et al., 1976).

La période de collision

La collision intercontinentale entre le craton ouest-africain et le bouclier touareg a produit dans l'Adrar des Iforas une tectonique à faible raccourcissement E-W mais à fort étirement N-S (Ball et Caby, 1984). Ce phénomène a perduré au moins de 615 Ma (âge zircon Adma) jusqu'à 590 Ma (fermeture système Rb-Sr). Sa faible intensité et son caractère peu compressif a probablement pour causes le caractère oblique de la collision (Ball et Caby, 1984) et la protection d'un large golfe dans le craton ouest-africain qui a correspondu aux Iforas (Bayer et Lesquer, 1978; Black et al., 1980). Le batholite des Iforas se présente donc comme un batholite andin réactivé par une collision peu violente (docking en anglais) et oblique, à l'origine d'un volume important de magmas mais dont les effets tectoniques faibles ont permis la conservation des termes pré-tectoniques de type andin, ce qu'une tectonique de type himalayen n'aurait pas permis.

De chimisme calco-alcalin riche en K_2O , cette lignée tarditectonique détermine dans le diagramme SiO_2 versus K_2O (fig. 24), une tendance parallèle à celle des marges continentales mais, à l'inverse de la lignée pré-tectonique, dans la zone à haut rapports K_2O/SiO_2 . Les rapports initiaux du Sr sont bas (0.7035-0.7048) et ne sont aucunement témoins d'une remobilisation crustale telle qu'elle existe dans l'Himalaya sous la forme par exemple des leucogranites de Manaslu (Le Fort, 1981). L'origine de la famille tarditectonique est donc suggérée comme comparable à celle de la famille précédente, le manteau supérieur modifié par la croûte océanique subductée et par la croûte continentale inférieure, mais d'une zone plus profonde mobilisée par le phénomène de collision.

La remontée du bâti et la distension

Cette dernière étape est essentiellement représentée par la famille posttectonique II alcaline, la famille posttectonique I calco-alcaline, peu importante en volume, étant une phase intermédiaire. En effet, la grande similitude des deux termes calco-alcalins tardi- et posttectonique suggère que cette dernière représente la fin de la production de la source mobilisée lors de la collision. Par contre, le

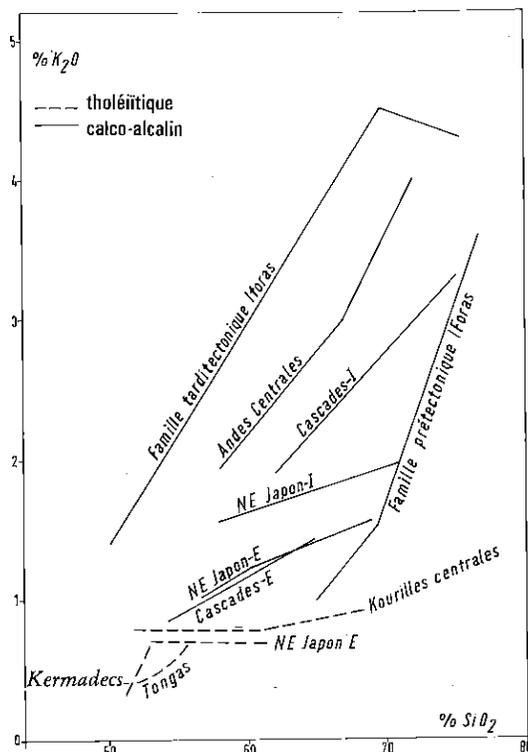


Fig. 24.- Diagramme schématisique SiO_2 versus K_2O montrant les évolutions des familles pré-tectonique et tarditectonique des Iforas par rapport à des séries de marges actives de référence (Miyashiro, 1974). I = interne; E = externe.

passage très rapide (dans les limites d'erreurs de l'ordre de ± 10 Ma) de cette famille vers les termes alcalins sans phénomène géologique nouveau important, indique la participation d'une nouvelle source. Ceci est confirmé par les isotopes du Pb sur feldspaths (Liégeois et Lancelot, en prep.). Cette source alcaline a probablement influencé certains échantillons calco-alcalins posttectoniques à tendance alcaline (fig. 21).

La remontée du bâti s'est déroulée rapidement (fermeture du système Rb-Sr de la famille tarditectonique dans le faciès amphibolite vers 590 Ma, mise en place du massif circonscrit superficiel de Yenchichi 2 vers 575 Ma) jusqu'à éroder le batholite ainsi que le premier terme de la famille alcaline (granite du Tahmert) où l'équilibre isostatique a dû être atteint. L'érosion a repris lors de l'important

épanchement de rhyolites et d'ignimbrites dont le plateau de Tiralrar constitue un lambeau. Ces laves ont dû former un manteau plurikilométrique couvrant les Iforas (les molasses post-collision en reliques sont uniquement composées de ce matériel; Fabre, 1982) sous lequel se sont mis en place les complexes annulaires. Les essaïms de filons N-S constituent vraisemblablement les cheminées d'approvisionnement de ces immenses plateaux. La remontée s'est déroulée jusqu'à atteindre à nouveau l'équilibre isostatique (le niveau actuellement observable) et a été accompagnée par une légère distension dont témoignent les complexes annulaires et les fossés d'effondrement où se sont déposées les molasses post-collision, et par une tectonique cassante tardive datée à 540 Ma par la réhomogénéisation du massif de Yenchichi 1.

La famille alcaline ainsi que peut-être le groupe posttectonique I (si l'isochrone du faisceau de Telabit représente l'âge de mise en place) définit une progression d'âges depuis le sud (I : filons E-W : 565 ± 14 Ma; Yenchichi 2 : 577 ± 14 Ma; II : Kidal : 561 ± 7 Ma) vers le nord où les différents termes se sont succédés très rapidement (I : filons E-W : 556 ± 10 Ma et 544 ± 10 Ma; II : Tahmert : 541 ± 7 Ma, filons N-S : 543 ± 9 Ma, Tamedjelalen : 549 ± 6 Ma). Bien que ces valeurs soient proches, la mise en place au même niveau bathimétrique très superficiel (contact laves-batholite érodé) de toute la famille alcaline exclut l'interprétation de ces résultats en tant que fermeture du système Rb-Sr à des moments différents de leur histoire (due par exemple à une vitesse différente de remontée ou à un gradient géothermique variable). Par contre, une liaison d'une différence de vitesse de remontée du bâti avec la mobilisation progressive de la source alcaline du sud vers le nord est possible. Tous ces phénomènes pourraient trouver leur origine première dans le caractère oblique de la collision mis en évidence par Ball et Caby (1984). Néanmoins, une extension des mesures géochronologiques vers le nord (massif de Tessalit) et vers le sud (massif de Takellout) permettrait de confirmer l'existence de ce phénomène, et le cas échéant son caractère continu et régulier.

La nouvelle source de la famille alcaline n'accompagne pas l'apparition de phénomènes géologiques majeurs mais plutôt l'accentuation de phénomènes préexistants (distension et remontée du bâti) et un changement dans la direction des contraintes (changements d'orientation des filons et incurvation du faisceau de Dohendal) découlant de la fin de

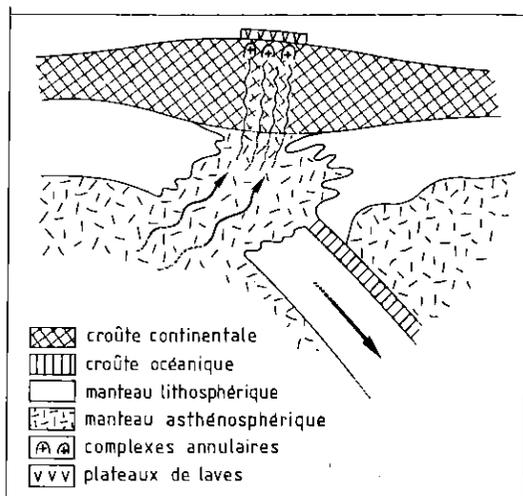


Fig. 25.- Représentation schématique de l'origine asthénosphérique proposée pour la famille alcaline des Iforas, juste après la collision. Voir texte.

l'orogénèse pan-africaine dans la région. D'autre part, la mobilisation de cette source ne paraît pas synchronique à l'échelle des Iforas. Nous proposons donc comme source alcaline le manteau asthénosphérique de la plaque subductée qui, lors de la rupture de celle-ci après la collision, a pu remonter dans la lithosphère, sous la croûte continentale (fig. 25). Ce manteau profond peu déprimé mis dans des conditions P-T lithosphérique, serait susceptible de produire une grande quantité de magmas dont seuls les termes acides plus légers atteindraient la surface étant donné la faible distension, d'ailleurs à composante essentiellement coulissante.

CONCLUSIONS

Le passage des magmatismes calco-alcalins au magmatisme alcalin représente le fait le plus marquant des Iforas en dehors de l'intégration de l'ensemble de l'évolution magmatique dans un modèle de tectonique des plaques précambrien (subduction, collision, remontée du bâti et distension). Le modèle géodynamique proposé fait intervenir une accretion crustale considérable au cours de toutes les étapes (rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7035 à 0.7060), ainsi qu'en Arabie Séoudite qui semble offrir de grandes similitudes (Duyvermann *et al.*, 1982) avec les Iforas.

La définition sur le terrain de quatre familles magmatiques basées sur leurs caractéristiques structurales et minéralogiques s'est vérifiée par la pétrographie, la géochronologie et la géochimie. La caractérisation détaillée des différents épisodes par ces trois méthodes a permis l'établissement de la succession des événements qui se sont déroulés dans la batholite de l'Adrar des Iforas de 650 Ma à 540 Ma et de bien caractériser la transition calco-alcalin - alcalin. Si la même source (manteau supérieur enrichi par la croûte océanique subductée et éventuellement par la croûte continentale inférieure) mobilisée à différentes profondeurs convient pour les trois familles calco-alcalines, la dernière manifestation magmatique des Iforas, qui est l'épisode alcalin, nécessite une nouvelle source (le manteau asthénosphérique) mais dérive néanmoins du processus de collision.

REMERCIEMENTS

Ce travail est réalisé dans le cadre d'une collaboration entre la Direction Nationale de la Géologie et des Mines du Mali, le Centre Géologique et Géophysique de Montpellier, le laboratoire de Pétrologie de Paris VI et le Musée royal de l'Afrique Centrale de Tervuren. Nous sommes redevables de très intéressantes discussions avec R. Caby, J. Delhal, S. Deutsch, J. Klerkx et J. Michot. J.-P. Liégeois a bénéficié d'une aide du Fonds National de la Recherche Scientifique (Belgique) pour les frais de terrain et R. Black a bénéficié du support financier du CNRS et du Fond d'Aide et de Coopération de la République Française. Les mesures isotopiques ont été réalisées au Centre belge de Géochronologie (Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren et Université Libre de Bruxelles). Nos remerciements vont également au NSSDC (National Space Data Center, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771, USA) pour les photos radar prises par la navette spatiale lors de l'expérience SIR-A.

J.-M. Bertrand et N.B.W. Harris ont revu ce travail et y ont contribué par des critiques très constructives.

REFERENCES

- Arculus, R.J. and Johnson, R.W. (1978) - Criticism of generalised models for the magmatic evolution of arc-trench systems. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 39, 118-126.
- Ba, H. (1982) - Les complexes annulaires de Kidal-Tibelljeline et Djounhane (Adrar des Iforas, République du Mali) : étude pétrologique et structurale, minéralisation U-Th. - Thèse Ing. Doc., U.S.T.L. Montpellier.
- Ba, H., Black, R., Benziane, B., Diombana, D., Hascoet-Fender, J., Bonin, B., Fabre, J. et Liégeois, J.-P. (1985) - La province des complexes annulaires alcalins sursaturés de l'Adrar des Iforas, Mali. - *J. Afr. Earth Sci.*, (in press).
- Ball, E. and Caby, R. (1984) - Open folding and constriction synchronous with nappe tectonics along a megashear zone of Pan-African age. Volume en hommage à L. Cahen, Tervuren.
- Ball, E. and Theunissen, K. (1981) - La série volcanosédimentaire de Taféliant, Adrar des Iforas (Mali). Aspect structural. - *11th Coll. Afr. Geol.*, Milton Keynes, p. 33.
- Bayer R. and Lesquer, A. (1978) - Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture pan-africaine. - *Bull. Soc. Géol. Fr.* XX, 6, 863-876.
- Bertrand, J.M.L. et Davison, I. (1981) - Pan-African granitoids emplacement in the Adrar des Iforas mobile belt (Mali) - a Rb/Sr isotope study. - *Precamb. Res.*, 14, 333-362.
- Bertrand, J.M., Dupuy, C., Dostal, J. and Davison, I. (sous presse). - Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from Central Iforas (Mali, Africa). - *Precamb. Res.*
- Best, M.G. (1975) - Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. - *Geology*, 3, 429-432.
- Black, R. (1978) - Propos sur le Pan-Africain. - *Bull. Soc. Géol. Fr.* XX, 843-850.
- Black, R., Bayer, R. et Lesquer, A. (1980) - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa (a reply to Thomas *et al.*). - *Nature*, 284, 192.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boullier, A.-M., Fabre, J. and Lesquer, A. (1979) - Evidence for Precambrian plate tectonics in West-Africa. - *Nature*, 278, 223-227.
- Boullier, A.M., Davison, I., Bertrand, J.M.L. et Coward, M. (1980) - L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge Pan-Africain précoce. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XX, 877-882.

- Brown, G.C. (1977) - Mantle origin of cordilleran granites. - *Nature*, 265, 21-24.
- Caby, R. (1980) - Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Comparaison avec les Alpes occidentales. - *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 21, 365-376.
- Caby, R. (1981) - Association volcaniques et plutoniques pré-tectoniques de la bordure de la chaîne pan-africaine en Adrar des Iforas (Mali) : un site de type arc-cordillère au Protérozoïque supérieur. - *11th Coll. Afr. Geol.*, Milton Keynes, p. 30.
- Caby, R. and Andreopoulos-Renaud, U. (in press) - Etude pétrostructurale et géochronologique d'une métadiorite quartzique de la chaîne pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali). - *J. Afr. Earth Sci.*
- Caby, R., Bertrand, J.M.L. and Black, R. (1981) - Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. - In : *Pre-cambrian Plate Tectonics*, Edit. A. Kröner, Amsterdam, Elsevier, 407-434.
- Cahen, L., Delhal, J. et Ledent, D. (1976) - Chronologie de l'orogénèse ouest-congolienne (Pan-Africaine) et comportement isotopique de roches d'alcalinité différente dans la zone interne de l'orogène, au Bas-Zaïre. - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 99, 189-203.
- Chikhaoui, M. (1981) - Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine du NW de l'Afrique (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique - implications géodynamiques. Thèse Etat USTL Montpellier, 195 p.
- Delhal, J., Ledent, D., Pasteels, P. and Veniers, J. (1976) - Etude du comportement isotopique des systèmes Rb-Sr et U-Pb dans le granite hyperalcalin de Noqui (République Démocratique du Congo et Angola). - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, 223-236.
- Dickinson, W.R. and Hatherton, T. (1967) - Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. - *Science*, 157, 801-803.
- Ducrot, J., La Boisse, H. (de), Renaud, U. et Lancelot, J.R. (1979) - Synthèse géochronologique sur la succession des événements magmatiques pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Est Hoggar. - *10^e Coll. Géol. Afr.*, Montpellier, p. 40.
- Dupuy, C., Dostal, J. and Vernières, J. (1978) - Genesis volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point of view. - *Bull. Soc. Géol. France*, XIX, 1233-1244.
- Duyverman, H.J., Harris, N.B.W. and Hawkesworth, C.J. (1982) - Crustal accretion in the Pan-African : Nd and Sr isotope evidence from the Arabian shield. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 315-326.
- Fabre, J. (1982) - Pan-African volcano-sedimentary formations in the Adrar des Iforas. - *Precamb. Res.* 19, 201-214.
- Fabre, J., Ba, H., Black, R., Caby, R., Leblanc, M. et Lesquer, A. (1982) - Notice explicative de la carte géologique de l'Adrar des Iforas. - *Dir. Nat. Géol. Mines*, Bamako.
- Fyfe, W.S. and McBirney, A.R. (1975) - Subduction and the structure of andesitic volcanic belts. - *Am. J. Sci.* 275-A, 285-297.
- Harris, N.B.W. (1982) - The petrogenesis of alkaline intrusives from Arabia and northeast Africa and their implications for within-plate magmatism. - *Tectonophysics*, 83, 243-258.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S., Cantagrel, J.M., Dosso, L. and Vidal, P. (1976) - Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring-complex. - *Nature*, 263, 306-307.
- Le Fort, P. (1981) - Manaslu leucogranites : a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. - *J. Geophys. Res.* 16, 10545-10568.
- Liégeois, J.-P., Bertrand, H., Black, R., Caby, R. and Fabre, J. (1983) - Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African craton. - *Nature*, 305, 42-43.
- Ly, S. (1979) - Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas (NE Mali). - These Doct.-Ing., Montpellier.
- Moussine-Pouchkine, A. et Bertrand-Sarfati, J. (1978) - Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? - *Bull. Soc. géol. Fr.*, XX, 851-856.
- Miyashiro, A. (1974) - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. - *Am. J. Sci.*, 273, 321-355.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D. (1979) - Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula : implications for the genesis of calc-alkaline magmas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.
- Shaw, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32, 573-601.
- Thorpe, R.S., Potts, P.J. and Francis, P.W. (1976) - Rare Earth data and petrogenesis of andesite from the north Chilean Andes. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 54, 65-78.

- Vidal, P., Dosso, L., Bowden, P. and Lameyre, J. (1979) - Strontium isotope geochemistry in syenite-alkaline granite complexes. - *In* : Origin and distribution of the elements. Edited by L.H. Ahrens, Pergamon Press, 223-231.
- Williamson, J.H. (1968) - Least-square fitting of a straight line. - *Can. J. Phys.*, 46, 1845-1847.

J.-P. LIEGEOIS. *Service de Géochronologie, Musée royal de l'Afrique centrale, B-1980 Tervuren, Belgium.*

R. BLACK. *Laboratoire de Pétrologie (ERA 1011), Université P. et M. Curie, 75005 Paris, France.*