ACADEMIE ROYALE DES SCIENCES D'OUTRE-MER

Classe des Sciences naturelles et médicales Mémoires in-8°, Nouvelle Série, Tome 22, fasc. 2, Bruxelles, 1988

Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali)

PAR

Jean-Paul LIEGEOIS

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN

Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen Verhandelingen in-8°, Nieuwe Reeks, Boek 22, afl. 2, Brussel, 1988



LE BATHOLITE COMPOSITE DE L'ADRAR DES IFORAS (MALI)

Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin à l'alcalin dans le cadre de l'orogenèse pan-africaine •

ACADEMIE ROYALE DES SCIENCES D'OUTRE-MER

Classe des Sciences naturelles et médicales Mémoires in-8°, Nouvelle Série, Tome 22, fasc. 2, Bruxelles, 1988

LE BATHOLITE COMPOSITE DE L'ADRAR DES IFORAS (MALI)

Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin à l'alcalin dans le cadre de l'orogenèse pan-africaine

PAR

Jean-Paul LIEGEOIS

KONINKLIJKE ACADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN

Klasse voor Natuur- en Geneeskundige Wetenschappen Verhandelingen in-8°, Nieuwe Reeks, Boek 22, afl. 2, Brussel, 1988 Cette étude a été réalisée au Musée royal de l'Afrique centrale et au Centre belge de Géochronologie, en étroite collaboration avec le Centre géologique et géophysique de Montpellier, et elle a bénéficié de l'entier appui de la Direction nationale de la Géologie et des Mines du Mali.

Elle a été présentée comme thèse de doctorat à l'Université libre de Bruxelles en 1987 et a obtenu le prix Lucien CAHEN 1987 de l'Académie royale des Sciences d'Outre-Mer.

Cette étude est publiée conjointement par

le Musée royal de l'Afrique centrale, Annales - série in-8º - Sciences géologiques - nº 95, 1988

et par

l'Académie royale des Sciences d'Outre-Mer, Classe des Sciences naturelles et médicales, Mémoires in-8°, nouvelle série, tome 22, fasc. 2, 1988

Date de publication : 30 novembre 1988

ACADEMIE ROYALE DES Sciences d'Outre-Mer

Rue Defacqz 1 boîte 3 B-1050 Bruxelles (Belgique) Tél. (02) 538.02.11 KONINKLIJKE AČADEMIE VOOR OVERZEESE WETENSCHAPPEN

> Defacqzstraat 1 bus 3 B-1050 Brussel (België) Tel. (02) 538.02.11

D/1988/0149/10

TABLE DES MATIERES

l)a	g	e	s
		~	-	

ABSTRACT	XI
RESUME	XII
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I - L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE	3
A. CADRE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE	3
B. L'ADRAR DES IFORAS	8
1. Historique	8
2. L'Adrar des Iforas : un témoin de l'existence du	
processus de tectonique des plaques au Pan-Africain	10
a. Les tectoniques	10
b. Les masses lithologiques au Pan-Africain	10
c. Les événements depuis le Pan-Africain	20
d. Conclusions	23
3. Sources et contaminants possibles du batholite	24
CHAPITRE II - NATURE ET DUREE DU PROCESSUS MAGMATIOUE A	
L'ORIGINE DU BATHOLITE DES IFORAS	29
A. LE BATHOLITE COMPOSITE DES IFORAS : SUBDIVISIONS ET	
PETROGRAPHIE	29
1. Le magmatisme pré-tectonique	32
a. Les dykes et les sills du bassin de Taféliant	32
b. La tonalite d'Erecher	34
c. Le granite de Yenchichi 1	34
d. L'ensemble diorite quartzique - granodiorite d'Ibdeken	35
2. Le magmatisme tardi-tectonique	38
a. La granodiorite d'Adma	38
b. Le monzogranite porphyroïde des Iforas	38
c. Le monzogranite fin d'Aoukenek	39
d. Les monzodiorites quartziques de Tin Seyed	39

3. Le magmatisme post-tectonique calco-alcalin	39
a. Les filons E-W	40
b. Le syénogranite de Yenchichi 2	40
4. Le magnatisme post-tectonique alcalin	40
a. Le granite alcalin hypersolvus de Tahrmert	40
b. Les filons N.S. et les loves acides associées	42
o. Les complexes annulaires	42
	72
B. LE BATHOLITE DES IFORAS : CENT MILLIONS	
D'ANNEES D'ACTIVITE MAGMA HQUE	46
1. Travaux antérieurs	46
2. Le magmatisme pré-tectonique	46
3. Le magmatisme tardi-tectonique	49
4. Le magmatisme post-tectonique calco-alcalin	55
5. Le magmatisme post-tectonique alcalin	55
6. Le cas particulier de Yenchichi 1	57
7. Conclusions	59
C. DEFINITIONS DES LIGNEES GEOCHIMIQUES	61
CHAPITRE III - LA DIFFERENCIATION BASSE-PRESSION DU BATHOLITE	
DES IFORAS : UN PROCESSUS DE CRISTALLISATION	
FRACTIONNEE	75
A LE MODELE DEDUIT DE L'ANALYSE QUANTITATIVE DES	
FI FMENT'S MAIEURS	75
	74
I. Le groupe I pre-tectonique	76
2. Le groupe il tardi-tectonique	78
3. Le groupe III post-tectonique	84
4. Conclusions	85
B. AFFINEMENT DU MODELE PAR L'ANALYSE QUALITATIVE DES	
ELEMENTS EN TRACES, Y COMPRIS LES TERRES RARES	87
1. Confirmation du modèle des éléments majeurs par les	
éléments en traces	87
2. Précision de l'évolution basse-pression du batholite	
par les terres rares et certaines traces	94
CHAPITRE IV - CONTRIBUTIONS DES DIFFERENTS RESERVOIRS	
TERRESTRES DANS LA GENESE DU BATHOLITE DES IFORAS	105
A. ESSAI D'EVALUATION DES SOURCES PROFONDES SUR BASE	
DES ELEMENTS EN TRACES	105
1. Le décryptage de la contribution des différents	
réservoirs terrestres : la méthode des arachnogrammes	105

2. L'apport des arachnogrammes dans le décryptage de	
l'origine du batholite des Iforas a. Les arachnogrammes appliqués à des roches intermédiaires et acides -	108
le cas du batholite des Iforas -, précautions et méthode b. Détermination de la contribution des différents réservoirs terrestres	108
dans la genèse du batholite des Iforas sur base des arachnogrammes	116
3. Conclusions	122
B. DONNEES ISOTOPIQUES SUR LES DIFFERENTES	
REGIONS-SOURCES	123
1. La source mantellique subductogène : l'arc insulaire du Tilemsi	124
2. La croûte continentale inférieure : l'UGI	129
3. La croûte continentale supérieure	130
4. Le manteau pénéprimordial : le complexe annulaire du Tadhak	130
5. Conclusions	133
C. APPORT ET MODELISATION DES ISOTOPES DU SR	133
1. Le magma à l'origine du groupe I pré-tectonique	134
2. Le magma à l'origine du groupe II tardi-tectonique	135
3. Le magma à l'origine du groupe III post-tectonique	136
4. Le magma à l'origine du groupe IV post-tectonique alcalin	136
5 Conclusions	137
D. L'APPORT DES AUTRES ISOTOPES	139
1. Les isotopes du Nd et du Pb	139
2. Les isotopes de l'oxygène	148
E. CONCLUSIONS	151
CHAPITRE V - LE MODELE PETROGENETIQUE DE L'ORIGINE DU BATHOLITE DES IFORAS ET DE LA TRANSITION	
CALCO-ALCALIN - ALCALIN	153
A. PREMIERE PHASE : LA SUBDUCTION ET LES MAGMAS Calco-Alcalins	153
B. DEUXIEME PHASE : LA COLLISION ET LES MAGMAS Calco-Alcalins	158
C. TROISIEME PHASE : LE REEQUILIBRAGE ISOSTATIQUE ET LA TRANSITION CALCO-ALCALIN - ALCALIN	160
CONCLUSIONS CENERALES	175
CONCLUSIONS GENERALES	165
REFERENCES	167

ANNEXE 1 - Cadre géologique régional ouest-africain	187
A. Le craton ouest-africain	187
1. Les dorsales Réguibat et de Man	187
2. Les bassins sédimentaires d'aire cratonique	189
3. L'aulacogène du Gourma	192
B. Le bouclier Touareg	192
1. La chaîne pharusienne	195
2. Le Hoggar central polycyclique	199
3. Le Hoggar oriental - Ténéré	200
ANNEXE 2 - Eléments majeurs du batholite de l'Adrar des Iforas	202
ANNEXE 3 - Eléments en traces du batholite de l'Adrar des Iforas	207
ANNEXE 4 - Terres rares et autres éléments en traces	212
ANNEXE 5 - Isotopes du Sr du batholite des Iforas	214
ANNEXE 6 - Isotopes du Sr de l'arc insulaire du Tilemsi	219
ANNEXE 6bis - Description lithologique sommaire de l'arc insulaire du Tilemsi	220
ANNEXE 7 - Isotopes du Sr de l'UGI et du Kidalien	221
ANNEXE 8 - Isotopes du Nd des Iforas	222
ANNEXE 9 - Isotopes du Pb de l'Adrar Tadhak et de l'arc du Tilemsi	223
ANNEXE 10 - Isotopes du Sr de l'Adrar Tadhak	223
ANNEXE 11 - Isotopes du Pb sur feldspath du batholite des Iforas	224
ANNEXE 12 - Isotopes de l'oxygène du batholite des Iforas	225
ANNEXE 13 - Exemple de matrice de données pour la modélisation des	
éléments majeurs (programme ULg)	226
ANNEXE 14 - Analyses des minéraux de référence	227
ANNEXE 15 - Techniques analytiques	228
ANNEXE 16 - Correspondance nº JPL avec nº Rg (registre général) du	
Musée royal de l'Afrique centrale	231

ABSTRACT

The Adrar des Iforas has essentially been built in the Pan-African epoch lato sensu (730-550 Ma) during the subduction and subsequent collision between the Tuareg shield and the West African craton of Eburnean age (2000 Ma). In the Iforas, the oblique and docking nature of the collision has preserved both the units linked to pre-tectonic magmatic and volcano-sedimentary events and a huge composite calc-alkaline batholith which is finally intruded by alkaline magmas.

The intrusion of the different plutons of the Iforas composite batholith have been related to successive steps of oceanic closure : subduction, collision and post-collision events. The different phases of the Pan-African orogeny have then been dated. We conclude that the Pan-African in the Iforas, as in Hoggar, has its climax around 600 Ma and that the magmatic activity of the batholith has lasted about 100 Ma.

The isotopic (Sr, Nd, Pb, O) and geochemical (major, traces and rare earth elements) studies have demonstrated a mantle origin for both cale-alkaline and alkaline groups. Modelling has followed composition evolution of the mantle-source during the collision, based on the definition of representative source-areas found in the Iforas.

The synthesis has led to a geodynamical model in which subduction and collision magmas are both derived from the lithospheric mantle modified by the fluids rising from the dehydration of the oceanic subducted plate. In this model, the alkaline group is the result of the conjugated effects of the reactivation of lithospheric shear-zones and the rise of the asthenosphere during the break-up of the plunging oceanic plate. Both groups have suffered contamination from the granulitic lower crust (5 to 20%).

This study shows the importance of crustal accretion during Pan-African orogeny, defines and interpretes the characteristics of magmas linked to late Precambrian subduction and collision and advances some ideas on alkaline magma genesis in a post-tectonic context.

RESUME

L'Adrar des Iforas a été principalement modelé au Pan-Africain I.s. (730 - 550 Ma) au cours de la subduction et de la collision qui s'ensuivit entre le bouclier Touareg et le craton ouestafricain, d'âge éburnéen (2000 Ma). Dans les Iforas, le caractère atténué et oblique de la collision a conservé les unités liées aux manifestations magmatiques et volcano-sédimentaires pré-tectoniques ainsi que la majeure partie d'un gigantesque batholite composite calco-alcalin finalement percé de magmas alcalins.

La mise en place des différents plutons du batholite composite des Iforas a pu être mise en relation avec les étapes successives d'une fermeture océanique : subduction, collision et postcollision. De cette manière, les différentes phases de l'orogenèse pan-africaine ont pu être datées. Il en ressort que, dans les Iforas, comme au Hoggar, le Pan-Africain a son climax vers 600 Ma et que l'activité magmatique à l'origine du batholite a perduré quelque 100 Ma.

Les études géochimiques (majeurs, traces, terres rares) et isotopiques (Sr, Nd, Pb et O) ont demontré l'origine mantellique des différents groupes étudiés, tant calco-alcalins qu'alcalins. Des modélisations ont tracé l'évolution de la composition de la source mantellique au cours du processus collisionnel grâce aux références recherchées dans les Iforas, sur les différentes régionssources concernées.

La synthèse des observations, résultats et interprétations, a mené à l'établissement d'un modèle géodynamique. Celui-ci aboutit à considérer que les magmas liés à la subduction, de même que ceux liés à la collision, sont issus du manteau lithosphérique envahi de fluides provenant de la désbydratation de la croûte océanique subductée. Le groupe alcalin y résulte de l'effet conjugué de la réactivation de zones de cisaillement lithosphériques et de la montée de l'asthénosphère lors de la fissuration de la plaque océanique plongeante. Les deux groupes ont subi une contamination par la croûte inférieure granulitique (5 à 20%).

Cette étude montre l'importance de l'accrétion crustale au cours du Pan-Africain, donne et interprète les caractéristiques des magmas liés à une subduction et à une collision de la fin du Précambrien et suggère quelques idées sur la genèse des magmas alcalins dans un contexte postorogénique.

INTRODUCTION

Dès la fin des années soixante, les nouvelles données acquises par l'étude des fonds océaniques ont amené la grande majorité des géologues à revoir la formulation des phénomènes géologiques, même précambriens. La chaîne pan-africaine (600 Ma) est bien conservée en de nombreux endroits dans l'ensemble du continent africain, ce qui a favorisé de nombreuses études destinées à saisir les traces d'une tectonique globale dans les périodes anciennes. Deux régions désertiques, à l'ouest, la chaîne pharusienne du bouclier Touareg (Black *et al.*, 1979) et à l'est, le bouclier arabo-nubique (Greenwood *et al.*, 1976; Bakor *et al.*, 1976) ont apporté de solides arguments étayant l'existence, au Pan-Africain, de la tectonique des plaques.

Le terme *Pan-Africain* a été introduit par Kennedy (1964) pour distinguer un événement thermo-tectonique majeur qui, vers 500 Ma, a affecté les bordures des cratons Ouest-Africain, du Congo et du Kalahari. L'idée développée à cette époque n'envisageait en aucune manière la référence à un cycle orogénique mais suggérait soit un simple rajeunissement soit une réactivation de complexes lithologiques plus anciens. Elle reposait sur des mesures isotopiques Rb-Sr ou K-Ar sur minéraux, seules indications chronométriques dont disposait Kennedy. Toutefois, l'idée que le Pan-Africain constituait un orogène s'est fait jour rapidement sur des bases structurales et stratigraphiques (Black, 1966, 1967; Allan, 1968; Caby, 1970). Le Pan-Africain fut intégré peu de temps ensuite dans un modèle de tectonique des plaques décrit dans la zone béninoise (Burke et Dewey, 1973). Il apparaît maintenant clairement que l'orogène pan-africain est une chaîne mobile d'importance majeure et ramifiée dans le monde entier (Black, 1978) : Avalonien dans le NE de l'Amérique, Brésilien en Amérique du Sud, Beardmorien en Antarctique, Adelaïdien en Australie, Baïkalien en Sibérie et Cadomien en Europe.

Dans la chaîne pharusienne du bouclier Touareg, l' Adrar des Iforas constitue une région exceptionnelle pour l'étude de l'orogène pan-africain. Les processus magmatiques y sont particulièrement développés quelle que soit l'étape envisagée dans le cycle de Wilson, en particulier les périodes de subduction, collision et post-collision. Cet imposant magmatisme a édifié un vaste batholite allongé N-S sur 300 x 80 km, localisé dans les Iforas alors que la chaîne s'étend sur 2500 km de long. Il est le résultat, c'est sa caractéristique essentielle, d'une histoire magmatique majeure qui a débuté par un stade calco-alcalin orogénique et qui s'est poursuivie par un magmatisme alcalin à hyperalcalin typiquement anorogénique. Le principal objectif de ce travail est de retracer cette évolution et d'en comprendre le mécanisme. Cette approche a nécessité une reconstitution géochronologique des événements géologiques et une recherche précise, par la géochimie et la géochimie isotopique, de l'origine des différentes unités résultant des épisodes magmatiques successifs. Ce travail s'est appuyé sur la cartographie d'ensemble réalisée par Fabre *et al.* (1982) qui nous a permis de réaliser d'emblée une cartographie précise jumelée à l'échantillonnage que nécessitait l'approche géochimique et ce, sur une région-clé permettant de définir au mieux les massifs significatifs. A son terme, cette étude a permis d'élaborer un modèle global de l'évolution pan-africaine de la chaîne trans-saharienne dans le cas particulier des Iforas et de proposer quelques idées sur la genèse du magmatisme alcalin dans un cadre post-orogénique.

1

•

CHAPITRE I

L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE

A. CADRE GEOLOGIQUE SYNTHETIQUE

Stabilisé depuis 600 Ma dans sa majeure partie, le continent africain se prête idéalement à l'étude du Précambrien. En effet, seule une bordure, l'Atlas au nord, les Mauritanides au nord-ouest et la chaîne du Cap à l'extrême-sud, a été remaniée au cours du Phanérozoïque (fig. 1), les contre-coups les plus sensibles sur le continent s'étant probablement manifestés à l'Hercynien (Donzeau *et al.*, 1982). A l'heure actuelle, la plaque africaine est en compression uniquement à sa frontière nord, au contact de la plaque européenne; ses autres limites se confondent avec les rides médio-océaniques atlantique et indiennes (fig. 1).

L'Afrique est formée d'une alternance de dômes, où peuvent affleurer des cratons anciens, et de bassins; les premiers sont récents comme en témoignent le volcanisme et les rifts qui les accompagnent (fig. 2), alors que les seconds ont des âges variés pouvant remonter jusqu'à l'Archéen.

Les bassins peuvent être classés en deux groupes (Black, 1984; fig. 3) :

- 1. les bassins cratoniques, subcirculaires et de sédimentation lente (bassins de Taoudenni, du Zaïre);
- 2. les bassins, plus jeunes, contrôlés par les rejeux le long d'accidents initialement d'âge pan-africain. Leur forme est en général allongée et la sédimentation y a été rapide (fossé de Gao, de Timimoun, du Ténéré...). Certains d'entre-eux, situés le long des marges continentales actuelles, sont localisés le long de décrochements créés au Pan-Africain (Kennedy, 1965). La compréhension de la géologie des formations récentes passe donc par la connaissance du Pan-Africain.

Il existe en Afrique *quatre cratons* stabilisés avant le Pan-Africain (fig. 4) : les cratons Ouest-Africain, du Congo, du Kalahari et du Nil. L'extension de ce dernier est très mal défini, car, jusqu'à présent, il n'a été reconnu qu'à Uweinat en Lybie (Klerkx et Deutsch, 1977; Klerkx, 1979). L'orogenèse pan-africaine occupe, entre ces cratons, le reste du continent et englobe de nombreux noyaux-reliques éburnéens ou archéens remaniés.

L'Afrique de l'Ouest, si l'on excepte sa bordure septentrionale (Atlas) et occidentale (Mauritanides et Rockellides), se subdivise en deux zones dont l'histoire au cours du Pan-Africain est radicalement différente (fig. 5) : les boucliers Touareg et du Bénin-Nigéria sont essentiellement modelés à cette époque (800-600 Ma), contrairement au craton ouestafricain qui n'est pas affecté.

3



Fig. 1. - Plaque africaine (zone non hachurée) et aires des événements orogéniques post-panafricains. 1. Activité alpine ou d'âge alpin; 2. activité hercynienne ou d'âge hercynien, 2a. Mauritanides, 2b. Hercynien du Maroc; 3. chaîne du Cap; 4. ride océanique médioatlantique; 5. ride océanique atlantico-indienne; 6. ride de Carlsberg; 7. limite avec la plaque européenne ou avec les micro-plaques de la Méditérranée. 1,2a,2b et 3 d'après Cahen *et al.* (1984).

Fig. 2. - Dômes topographiques d'âges fin Mésozoïque à début Tertiaire. Relations avec les rifts et les points triples (Windley, 1984). Remarquons que dans le Hoggar, ainsi qu'en Aïr et au Tibesti, seules des failles sont associées au dôme.

Le craton ouest-africain (fig. 5) se compose d'un socle stabilisé après l'orogenèse éburnéenne (2050 \pm 150 Ma) recouvert par un bassin cratonique légèrement subsident (bassin de Taoudenni). Ce dernier est formé de sédiments dont les plus vieux sont âgés de 1000 Ma et dont les plus récents datent de l'époque actuelle. L'orogenèse pan-africaine ne s'y est manifestée que par des variations de taux de subsidence allant localement jusqu'à la dénudation (Bronner *et al.*, 1980). La bordure orientale du craton, au SW des Iforas, comporte une aire nettement plus subsidente au Protérozoïque supérieur, le bassin du Gourma (Reichelt, 1972). Ce dernier est interprété comme un aulacogène constituant le bras avorté d'un point triple (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978). Lors de la collision avec le bouclier Touareg, le craton ouest-africain s'est donc comporté comme un bloc rigide qui n'a été ni déformé ni réactivé si l'on excepte l'écaillage de sa bordure (voir fig. 8).



Fig. 3. - Relations entre les bassins sédimentaires et la nature du socle (Black, 1984). Deux grands bassins d'aire cratonique : Taoudenni et Zaïre. Autres explications : voir texte.

Le bouclier Touareg (fig. 5, 12) est débité par de grands décrochements nord-sud d'échelle continentale (Caby, 1968). Le jeu de ces accidents est essentiellement d'âge panafricain, cependant que leurs premières manifestations sont décelées dès la fin du Protérozoïque inférieur. Leur permanence est attestée par des rejeux quaternaires et s'exprime également par le fait qu'ils ont contrôlé, au Phanérozoïque, le développement de nombreux bassins sédimentaires sahariens (Beuf *et al.*, 1968; Rognon, 1967; Ball, 1980) ainsi que le volcanisme tertiaire et quaternaire (Girod, 1971; Black *et al.*, 1985).

Les différents domaines séparés par ces grands décrochements se différencient totalement sur le plan géologique que ce soit par la lithologie, la structure ou l'évolution magmatique; jusqu'à présent, les corrélations entre les grandes unités qui les composent n'ont pu être définies que sur le plan géochronologique. Ces différents domaines peuvent être résumés comme suit : (fig. 5) :

1. La chaîne pharusienne est séparée en deux rameaux d'âge Protérozoïque supérieur par un môle gneissique pro parte archéen affecté par un métamorphisme granulitique à



Fig. 4. - Structures antérieures au Pan-Africain en Afrique. 1. Cratons connus plus anciens que 1000 Ma; 2. parties extrapolées de ces cratons; 3. assemblages connus plus vieux que 1000 Ma repris dans des orogenèses postérieures (d'après Cahen *et al.*, 1984). A. Craton ouest-africain; B. craton du Congo; C. craton du Kalahari; D. craton du Nil.

l'Eburnéen (In Ouzzal). Le **rameau occidental**, dont font partie les Iforas, résulte du développement d'un cycle de Wilson complet; ouverture océanique vers 800 Ma, subduction (environnement d'arc insulaire et de cordillère), collision avec le craton ouest-africain vers 600 Ma et dépôts de molasses. Chacune de ces étapes est accompagnée d'un développement magnatique important. Le **rameau oriental** est moins bien connu. Il comprend deux cycles, les Pharusiens I et II. Le premier est caractérisé par une activité magmatique calco-alcaline (870-840 Ma) précédée d'un plutonisme basique. Bien qu'aucune suture, n'ait été perçue, il pourrait s'agir d'une zone d'accrétion (Bertrand *et al.*, 1986b). Il est surmonté en discordance par le second, apparemment semblable au rameau occidental. L'activité granitique pre- à syntectonique y a en effet été datée entre 630 et 580 Ma.

La chaîne pharusienne apparaît comme un témoin de l'apport important de matériel neuf au Pan-Africain.

- 2. Le Hoggar central polycyclique (comprenant l'Aïr), est un socle archéen et Protérozoique inférieur remodelé au Pan-African par de grands charriages accompagnés par de nombreux granites probablement d'origine crustale (630-580 Ma). Bien que l'empreinte pan-africaine y soit intense, l'apport de matériel neuf y paraît réduit. Le Hoggar central témoigne à cette époque d'une histoire essentiellement ensialique.
- 3. Le Hoggar oriental-Ténéré a été moins étudié. A l'ouest, il comporte la petite chaîne de Tiririne, à l'évolution entièrement intra-continentale, déposée avant 660 Ma et plissée et métamorphisée au Pan-Africain (600-580 Ma). A l'est s'étend le bloc de Tafassasset-Djanet (anciennement «craton est-saharien») caractérisé par un important magmatisme calco-alcalin vers 725 Ma, âge de sa cratonisation.

Aucun craton stabilisé avant le Pan-Africain l.s. n'est donc connu immédiatement à l'est du Hoggar.

Un cadre géologique détaillé destiné à appuyer les corrélations et les généralisations tentées dans ce travail se trouve dans l'annexe A. Sa lecture permettra également de se faire une idée de ma vision de la géologie du bouclier Touareg, souvent basée sur de la bibliographie très récente et sur de nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec des géologues sahariens tels que J.M. Bertrand, R. Black, A.M. Boullier, R. Caby, J. Fabre et d'autres encore.



Fig. 5. - Carte géologique schématique de l'Afrique de l'Ouest montrant les relations entre la chaîne Trans-Saharienne et les autres unités précambriennes, en particulier le craton ouest-africain (Black, 1980). 1. Archéen (?); 2. Protérozoïque inférieur; 3. Protérozoïque supérieur; 4. Précambrien et Paléozoïque inférieur métamorphique indifférencié; 5. Archéen; 6. Protérozoïque inférieur (y compris le Birrimien); Protérozoïque moyen (?); 8. Protérozoïque supérieur du bassin de Taoudenni et de la chaîne du Togo; 9. Précambrien terminal et Cambrien (?) des bassins de Taoudenni et des Voltas; 10. Voltaïen supérieur; 11. Archéen; 12. socle polycyclique du bouclier Touareg; 13. Protérozoïque supérieur (Pharusien); 14. Série Pourprée de l'Ahnet; 15. Protérozoïque supérieur (?) indifférencié; 16. Groupe de Tiririne.

7

B. L'ADRAR DES IFORAS

1. HISTORIQUE

L'Adrar des Iforas correspond à la terminaison sud-ouest du bouclier Touareg (fig. 5). Situé presqu'exclusivement au Mali (une petite partie affleure en Algérie), sa superficie dépasse 100.000 km² (approximativement 250 x 500 km).

'Adrar' signifie 'montagne' en tamachek et est l'équivalent du 'djebel' arabe, 'Iforas' désigne une importante tribu targuia '.

Les Touareg, peuple berbère du Sahara et du nord Sahel dont font partie les Iforas, ont toujours eu mauvaise réputation (Touareg signifie d'ailleurs 'voleur de la nuit'). Le dictionnaire universel d'Histoire et de Géographie publié chez Hachette en 1914 les qualifiait de «race de pillard dangereux, qui ont massacré en 1881 la mission Flatters. Montés sur des dromadaires très rapides (méhari), armés d'un sabre droit, d'un poignard, d'une lance et d'un bouclier, ils sont la terreur du Sahara«. C'était effectivement le cas dans les Iforas même après la guerre 14-18. Le ministre de la Guerre français a d'ailleurs mis en garde Monsieur Citroën en Novembre 1922 des dangers que courrait une expédition automobile trans-saharienne : «(...) de nombreux rezzou parcourent en ce moment la région entre Tin Zaouaten et Kidal (...)« (in Haardt et Auboin-Dubreuil, 1923) ². En 1952 (derniers chiffres trouvés), l'Adrar des Iforas était peuplé d'environ 16500 habitants dont 800 sédentaires; les vrais Iforas étaient 4000 ou 5000, essentiellement des nobles des tribus Kel Effelé et Iforgounoussène (comm. pers. de Clauzel, in Karpoff, 1960).

L'Adrar des Iforas se situe au centre de l'Afrique de l'Ouest, à égale distance (environ 2000 km) de la Méditérranée, de l'Atlantique et du Golfe de Guinée. Son altitude moyenne est de 500 m, avec des écarts dépassant rarement 300 m. Quoique son relief soit sans comparaison avec ceux, beaucoup plus élevés, du Hoggar ou de l'Aïr, l'appellation d'*Adrar* se justifie néanmoins par opposition à l'ensemble des terrains plats qui l'entourent en contre-bas sur 360°, que ce soit la pénéplaine en direction du Hoggar au nord-est, la plaine des Iulemedden à l'est et au sud, la vallée du Tilemsi et les solitudes ensablées au nord de Tombouctou à l'ouest, ou encore le désert absolu du Tanezrouft au nord-ouest, où l'on a tant l'impression, la nuit, que la Terre se résume à une assiette recouverte d'un bol étoilé.

L'Adrar des Iforas est dans une position intermédiaire entre le Sahara vrai et la zone soudanaise (ou sahélienne) et comme le dit Karpoff (1960) : «En période d'hivernage, les pluies annuelles, si faibles soient-elles, parent les rives de certains oueds de longs et étroits liserés de verdure qui envahissent quelquefois toute la largeur des vallées, rendant la marche difficile. Mais tout passe, et au moment des premières tornades de l'été, le pied n'écrase plus que de maigres tiges jaunes piquées, de-ci, de-là, dans le sable ou dans l'argile craquelée par la dessication». Malheureusement, la sécheresse de ces dernières années n'a permis qu'un faible développement de la végétation et les paysages sont en toutes saisons, hormis dans quelques coins privilégiés, très desséchés. Les pluies ont varié de 1970 à 1976 de 89,5 mm en 1971 à 192,8 mm en 1974 (chiffres du Cercle de Kidal, in Fabre *et al.*, 1982).

Le réseau hydrographique est constitué d'oueds (cours d'eau très intermittents) appartenant à trois bassins : Tilemsi, Tanezrouft et Atankarer. En se basant sur la largeur étonnante du Tilemsi (jusqu'à 17 km) et sur le tracé parallèle des oueds se jetant dans le Niger, Karpoff (1960) suggère un bombement récent NW-SE de toute la région Iforas - Sud Niger avec comme conséquence, entreautre, la capture du Haut-Tilemsi vers la mer intérieure du Tanezrouft.

Historiquement, l'Adrar des Iforas est atteint par les Européens au début de ce siècle; il s'agit des colonnes militaires du capitaine Théveniaut et de Laperrine (1904). Les

¹ Précisons que la langue parlée des Touareg (au singulier Targui, ou Targuia, au féminin) se nomme le Tamachek et leur écriture le Tifinar.

² Ce n'est évidemment plus le cas actuellement et, au contraire, les rencontrer fut un des charmes de mes missions dans les Iforas et un grand enrichissement. L'échelle des valeurs régnant dans le Sahara et chez les Touareg est radicalement différente de celle d'Europe Occidentale et s'y frotter permet de relativiser nos propres points de repère.

premières esquisses géologiques de la région datent de cette époque (Besset, 1905). Les premières cartes topographiques ont été réalisées par Cortier (1908, une carte au 1/750.000) et par Cortier et Malroux (1912, deux cartes au 1/500.000). En 1912, une importante mission a travaillé au Sahara central pour la ligne de chemin de fer trans-saharienne sous la conduite de Niéger (Karpoff, 1960) aboutissant à un rapport en 1925 (Mission du Transafricain, Paris).

Au cours de l'hiver 1921-1922, la mission trans-saharienne Citroën en automobile traversa en diagonale l' Adrar des Iforås de Tin Zaouatène à Gao en passant par Kidal. Les paysages n'ont guère enthousiasmé les participants (Haardt et Audoin-Dubreuil, 1923) : «Nous ne connaissons rien de plus triste que ces régions qu'on traverse avant d'atteindre les steppes riveraines du Niger; régions sans horizon; légers vallonnements couronnés de pierres noires; toujours le même tableau sinistre et monotone. Ce n'est pas le désert de la peur, c'est le désert de la tristesse infinie. Il s'étend, uniforme et désolé, jusqu'à Kidal (p. 132)». 'Infini' est probablement un des adjectifs qui colle le mieux aux Iforas que ce soit dans une acception positive ou négative. C'est un pays rébarbatif au premier abords, mais qui gagne beaucoup à être connu. Les mêmes auteurs disaient du capitaine Guénard, chef du fort de Kidal : «il nous donne d'intéressants détails sur cette région de l'Adrar des Iforas qu'il a parcouru en tous sens et qu'il aime (p. 135)».

Les premières études pétrographiques et géochimiques ont été effectuées par Denaeyer (1923a, 1923b, 1933) sur des roches recueillies par Gautier, Chudeau et Villatte au début du siècle. Quelques autres études furent également axées sur cette région dans l'entre-deuxguerres (e.g. Monod, 1935). Cependant, le travail prépondérant sur la géologie de l'Adrar des Iforas, en dehors des travaux de ces dix dernières années, et sans conteste la thèse de Roman Karpoff (1960) qui a effectué le travail de terrain en 1941-1943, 1945-1946 et en 1948, à dos de chameau et en exécutant ses fonds topographiques lui-même sur place et sans aide de photos aériennes. Un des aboutissements fut l'obtention d'une excellente carte géologique de reconnaissance.

La période récente est caractérisée par la collaboration, dès 1975, du Centre Géologique et Géophysique (CGG) de Montpellier avec la Direction Nationale de la Géologie et des Mines (DNGM) du Mali. La coopération très franche et excellente entre le chef des géologues du CGG (R. Black) et le directeur de la DNGM (S. Diallo), a permis la parution de plus de 70 publications sur les Iforas et la réalisation d'une carte géologique au 1/500.000 avec sa notice explicative (Fabre *et al.*, 1982).

C'est sur ces bases et par l'entremise de J. Klerkx que ce travail a été entrepris par une approche tant géochronologique que géochimique axée surtout sur la moitié centreoccidentale du batholite là où particulièrement s'exprime la transition du magmatisme orogénique calco-alcalin vers le magmatisme alcalin, à caractère anorogénique. La recherche des causes du changement de chimisme mis en valeur nécessitait d'étendre le recueil des données à l'ensemble de la succession magmatique définie dans le batholite, ce qui a été réalisé dans la zone sélectionnée. Après une mission complémentaire, le reste du batholite a pu être intégré dans ce travail.

Ce chapitre doit son existence à un double but :

- établir un cadre géologique sommaire mais assez complet qui puisse mettre en exergue les éléments sur lesquels s'est appuyée l'équipe de Montpellier pour développer son modèle de tectonique globale basé sur des données géologiques et géophysiques. (i.e. : Black et al., 1979; Caby et al., 1981). Précisons dès à présent que, dans ce modèle, le batholite des Iforas était relié principalement à la subduction par comparaison avec le batholite andin. Cependant, très peu de données précisaient son cadre géodynamique;
- 2. donner une description lithologique plus détaillée de zones susceptibles d'avoir participé à la genèse du batholite, que ce soit en tant que source ou en tant que contaminant.

2. L'ADRAR DES IFORAS : UN TEMOIN DE L'EXISTENCE DU PROCESSUS DE TECTONIQUE DES PLAQUES AU PAN-AFRICAIN

a. Les tectoniques

Quatre phases tectoniques ont été différenciées dans les Iforas (Boullier et al., 1986).

- 1. La tectonique D1 est une phase tangentielle et correspond à la mise en place des nappes granulitiques; elle n'est pas connue dans le batholite. Cette tectonique n'a pu jusqu'à présent être datée car aussi bien le système U-Pb des zircons que le système Rb-Sr des roches totales ont été perturbés par les phases tectoniques postérieures (Bertrand et Dautel, résultats non publiés). Cette incertitude laisse place à la discussion. En effet Boullier (1982), Boullier et al. (1986), Champenois et al. (1986), Davison (1980) estiment que D1 est une phase strictement antérieure à la phase ubiquiste D2 en plis ouverts (600 Ma, voir ci-dessous) et envisagent un âge pan-africain précoce (700 Ma?) pour cette tectonique; par contre, Ball et Caby (1984) et Caby et Andreopoulos-Renaud (1985) nient cette antériorité et considèrent que la phase tangentielle (D1) est l'expression profonde de la phase en plis ouverts (D2) et devrait donc s'être déroulée vers 600 Ma. La superposition des différentes phases tectoniques et le changement de direction du champ des contraintes (Boullier et al., 1986) indiquerait plutôt une succession de phases mais sans pour autant permettre de détermination précise quant à l'âge de la D1.
- 2. La tectonique D2 est ubiquiste et de type compressif. Elle développe dans la région étudiée du batholite une schistosité verticale orientée N-S, accompagnée par un étirement horizontal de même direction. Les plis associés sont ouverts et montrent un raccourcissement de l'ordre de 40%; l'étirement N-S, très important, peut être expliqué par une collision oblique (Boullier, 1982; Ball et Caby, 1984). La phase D2 se traduit dans les plutons par des zones de cisaillement plus ou moins développées. De nombreuses zones recèlent des roches magmatiques peu affectées par cette tectonique. Ce travail montrera que cette phase tectonique s'est déroulée vers 600 Ma.

Deux tectoniques post-collision (D3 et D4) se caractérisant par des mouvements le long d'accidents N-S ont été mises en évidence (Ball, 1980; Boullier, 1982; Boullier et al., 1986).

- 3. La tectonique D3 correspond à un changement du champ des contraintes : d'E-W, engendrant des mouvements sénestres le long des accidents N-S (phase D2), la compression est passée au NE-SW et s'est exprimée par des mouvements décrochants dextres également le long de zones de cisaillement et de failles orientées N-S, probablement pré-existantes. Son âge a été estimé dans la fourchette 566-535 Ma (Lancelot *et al.*, 1983). Une étude détaillée de la zone d'Abeibara-Rarhous a montré que la compression est repassée à l'E-W en fin de déformation (Boullier, 1986).
- 4. La tectonique D4 s'est déroulée à un niveau structural cassant en produisant un système de failles décrochantes conjuguées (sénestres N150°, dextres N 60°; voir les fig. 15 et 19). Ces failles peuvent parfois être influencées par les cisaillements antérieurs D2 et D3 et se rapprocher de leur direction N-S (fig. 9). La compression a repris une direction NW-SE et peut être attribuée à une étape tardive de la collision intercontinentale (Ball, 1980). Son âge est estimé à 545 ± 16 Ma (ce travail).

b. Les masses lithologiques au Pan-Africain

Comme l'ensemble du bouclier Touareg, l'Adrar des Iforas est segmenté en comparti-



Fig. 6. - Schéma structural de l'Adrar des Iforas (d'après Fabre *et al.*, 1982) segmenté en trois zones : Iforas occidentales (A), Iforas centrales (B) et Iforas orientales (C), le tout situé à l'est du craton ouest-africain (D). 1. Socle éburnéen du craton; 2. autochtone du Protérozoique supérieur de l'aulacogène du Gourma; 3. nappes externes du Gourma; 4. nappes internes du Gourma; 5. roches basiques et ultrabasiques des nappes internes du Gourma; 6. complexes sous-saturés permiens du Tadhak; 7. graben permien de Tesoffi; 8. arc insulaire du Tilemsi; 9. batholite composite des Iforas; 10. séries volcano-sédimentaires associées au batholite; 11. complexes annulaires et plateaux de laves alcalines; 12. granulites éburnéennes à matériel archéen (type In Ouzzal); 13. Assemblage kidalien et sa couverture, non différenciés; 14. Iforas orientales, non différenciées; 15. molasses cambriennes; B = basaltes quaternaires.



Fig. 7. - Carte gravimétrique de la zone de suture entre le craton ouest-africain et le bouclier Touareg (Bayer et Lesquer, 1978).

ments linéaires limités par de grands accidents nord-sud (Lelubre, 1952) à rejeux surtout verticaux dont les amplitudes, difficiles à estimer, pourraient atteindre des dimensions pluri-hectokilométriques (Caby, 1968). L'analogie avec les accidents de l'Himalaya et du Tibet modélisés par Molnar et Tapponnier (1975) a été relevée par Caby *et al.* (1981). Cependant une étude détaillée d'une large zone de cisaillement (6 à 7 km de large) a montré que la déformation mylonitique que l'on observe au long de ces grands décrochements, dans les Iforas, peut également prendre naissance lors d'un déplacement de seulement quelques kilomètres (Boullier, 1986).

L'Adrar des Iforas peut être découpé en trois zones (fig. 6) séparées par de grands accidents N-S et dont les corrélations sont essentiellement établies par la géochronologie.

b 1. Les Iforas occidentales

Les Iforas occidentales sont formées de trois ensembles. Le principal est interprété en tant qu'arc insulaire. D'une surface affleurante de plus de 5000 km², il est limité à l'est par le grand accident N-S de Tessalit-Anefis. A l'ouest, il est recouvert par les sédiments secondaires à tertiaires de la vallée du Tilemsi. La géophysique a cependant montré que l'arc du Tilemsi était séparé du craton ouest-africain par une paléo-suture, qui constitue le deuxième ensemble, formée de roches basiques et ultrabasiques. Le troisième ensemble est constitué des nappes de la marge passive (Gourma, Timétrine *pro parte*) et de la marge active (Timétrine *pro parte*)charriées vers l'ouest sur le craton lors de la collision.

La suture

La suture résulte de la collision entre le craton ouest-africain et le bouclier Touareg. Recouverte par des sédiments récents, elle n'affleure qu'en un seul point, au SE de Gao, à Amalaoulaou. Cependant, des anomalies gravimétriques positives (jusqu'à 80 mGal) la jalonnent (fig. 7; Bayer et Lesquer, 1978).

Ces anomalies sont le mieux rencontrées par un modèle qui fait appel à des corps homogènes de densité supérieure à 2,80-2,90 g/cm³ et d'une épaisseur de 6 à 20 km environ. Ces corps présentent en général une limite occidentale à pendage interne et ne paraissent pas s'enraciner (Bayer et Lesquer, 1978), suggérant d'importants chevauchements de la chaîne pan-africaine sur le craton, dont on trouve les effets dans les nappes du Gourma et du Timétrine (Caby, 1979). La densité minimale fixée par le modèle en ce qui concerne ces corps leur confère une nature basique ou ultrabasique.

A Amalaoulaou affleure un gabbro, dont l'origine mantellique a été proposée par de la Boisse (1979) et qui se serait intrudé à la base de la croûte (HP-HT). Il a été daté à 800 ± 50 Ma (de la Boisse, 1979). Sa remontée, tectonique, liée aux charriages des nappes sur le craton, est accompagnée par un métamorphisme HP-BT. Comme dans l'Ahnet, au Hoggar, la mise en place de ces roches basiques et ultrabasiques marquent le début de l'océanisation qui se serait déroulée vers 800 Ma (Clauer, 1976; de la Boisse, 1979). L'apogée de la formation de l'aulacogène du Gourma (voir annexe 1) serait contemporaine.

Les nappes du Gourma et du Timétrine

Des nappes externes et internes ont été décrites dans la partie orientale du Gourma (Caby et al., 1977; Caby, 1979) (fig. 6 et 8).

Les nappes externes révèlent au moins 4 phases de plissements intégrées dans une déformation longue et continue dont les premiers vestiges indiquent des conditions profondes (>35 km, HP-HT); les derniers mouvements qui les affectent sont caractérisés par une minéralogie de température et pression plus basses. Elles ont été subdivisées (Caby, 1979) en nappes frontales à matériel parautochtones (métamorphisme faible, plis couchés, lithologie semblable à la formation l du bassin autochtone du Gourma) et en nappes à matériel schisteux rétromorphique. Ces dernières, constituant l'essentiel des nappes externes, sont composées de schistes verts monotones très déformés, parfois mylonitiques, renfermant essentiellement chlorite et séricite. Pour des raisons géométriques, la racine de ces nappes doit se situer près de la suture où affleurent d'ailleurs des schistes pétrographiquement semblables (Caby, 1979).

Les **nappes internes** s'intercalent entre la suture et le horst de Bourré, d'âge éburnéen (de la Boisse et Lancelot, 1977; Caby et Moussine-Pouchkine, 1978). Leur foliation, associée à des plis couchés isoclinaux, est peu inclinée et est reprise par des plis droits. Ces nappes comprennent des quartzites alumineux, parfois à grenat, à amphibole ou à rutile et des micaschistes interstratifiés à associations minéralogiques typiquement de haute pression (quartz, phengite, almandin, zoïsite, rutile, biotite, albite) et parfois même de type éclogitique (pyroxène jadéitique, grenat, phengite et rutile). Ces micaschistes ont fourni une température de 500 à 600°C et d'après de la Boisse (1979) une pression de 9 à 15 kbar.



Fig. 8. - Coupe générale des nappes du Gourma entre la suture et le craton ouest-africain (Caby, 1979).

L'ensemble des nappes du Gourma ne comporte aucune trace de matériel provenant de la marge active située juste à l'est, ni grauwackes volcaniques, ni vestige de magmatisme calco-alcalin, très abondant en Adrar des Iforas. Caby (1979), s'appuyant sur la présence de micaschistes éclogitiques en leur sein, en a déduit que ces nappes sont issues de portions subductées du craton ouest-africain dont l'origine se situe au minimum à une profondeur de 80 km.

Au Timétrine (Fabre et al., 1982), les nappes contiennent des roches basiques et ultrabasiques.

A In Assadjé, la nappe comporte à la base des quartzites mylonitiques surmontés par des quartzites à galets de quartz et par des quartzites associés à des schistes chloriteux. Au dessus, des métabasaltes en coussins accompagnés de leurs filons nourriciers, alternent avec des métabasaltes finement rubanés avant de passer à une séquence essentiellement dolomitique. Dans le sud Timétrine (Fabre *et al.*, 1982), figurent quatre complexes ultrabasiques principaux, de forme boudinée, le plus gros dépassant 30 km². Ils gisent dans les séquences précédentes mais sont souvent entourés de jaspes ferrugineux et de carbonates complexes. Ils sont composés de métadunites, metawherlites, lherzolites et harzburgites, tous fortement serpentinisés. Ils sont caractérisés par la présence d'amphibole bleue et de minéraux chromifères (fuchsite, aegyrine chromifère) rassemblés autour de la chromite.

Ces roches ultrabasiques et les basaltes en coussins peuvent être interprétés comme les termes inférieurs d'un complexe ophiolitique incomplet et démembré (Leblanc, 1976) mais Caby (1978) les décrit en contact intrusif avec les schistes chloriteux; ils seraient dans ce cas des sills ou des dykes intrudés dans la série de plateforme lors de l'océanisation. Quoiqu'il en soit, ces nappes, charriées sur le craton lors de sa collision avec le bouclier Touareg, comportent non seulement des éléments de la marge passive mais également de la marge active, témoins soit de la paléo-croûte océanique soit du rifting vers 800 Ma.

L'arc insulaire du Tilemsi

La bande N-S allongée entre la suture et le décrochement majeur subméridien de Tessalit-Anefis, est interprétée, sur base des données de terrain et pétrographiques, comme correspondant à un environnement d'arc insulaire (Caby, 1978, 1981). Cette zone est formée d'un assemblage volcano-sédimentaire de type flysch analogue à la Série Verte de l'Almet (Caby, 1970; voir annexe 1), abondamment envahi par des roches basiques, ultrabasiques et intermédiaires pré-, syn- et post-tectoniques. Les granites *s.s.* en sont absents ainsi que des traces quelconques d'un socle sous-jacent, excepté en un point.

Le groupe volcano-sédimentaire passe rapidement, mais en parfaite continuité, du faciès épizonal de faible intensité dans le nord jusqu'au faciès amphibolite profond de forte intensité (HT-BP) dans la région d'Aguelhoc (Fabre *et al.*, 1982). Ce métamorphisme HT-BP, avec les micaschistes à paragenèse éclogitique BT-HP des nappes du Gourma, forment deux zones métamorphiques appariées typiques des zones de subduction.

La lithologie de cet arc sera quelque peu détaillée dans la section suivante.

b 2. Les Iforas orientales

Les Iforas orientales sont bornées à l'ouest par la faille de l'Adrar (Karpoff, 1960, fig. 6) et à l'est par la couverture quartzitique ordovicienne. Cette zone, très peu étudiée, correspond au prolongement sud du rameau oriental de la chaîne pharusienne (province immézaréenne de Lelubre, 1952). La faille de l'Adrar, dont les rejeux récents sont responsables de différences morphologiques importantes entre l'est pénéplané et l'ouest au relief rajeuni, traverse tout le bouclier Touareg (Caby *et al.*, 1985).

Une série molassique anchimétamorphique jalonne à l'ouest la faille de l'Adrar et repose en discordance sur les Iforas centrales (Karpoff, 1960; Fabre *et al.*, 1982) tandis que juste à l'est de cette faille, une série métasédimentaire épimétamorphique lithologiquement semblable (métapélites, méta-arkoses, métaconglomérats) mais très déformée (plis à axes verticaux) en est probablement l'équivalent plus évolué (Caby *et al.*, 1985).

Cette série métasédimentaire est séparée à l'est par une bande mylonitique d'un ensemble de *micaschistes* déformés par des plis ouverts à schistosité subverticale N-S. Ces micaschistes constituent l'essentiel des Iforas orientales. Ils sont fortement recristallisés (métamorphisme HT-BP) au contact des nombreuses intrusions basiques syn-métamorphiques (gabbros à olivine, diorites mafiques) probablement génétiquement liées aux magmas granitiques également abondants (Caby *et al.*, 1985). Bien que, comme leur encaissant, ces intrusions aient subi une recristallisation post-magmatique à haute température, Caby *et al.* (1985) interprètent la discordia à 581 $\frac{1}{10}$ Ma obtenue sur les zircons du granite de Tamassahart comme l'âge de cristallisation du massif. La différence avec l'âge obtenu par la méthode Rb-Sr de 646 = 37 Ma (Ri = 0,70421, 10 RT, MSWD = 1,4; Bertrand et Davison, 1981) reste dès lors inexpliquée.

Les relations précises entre la série épimétamorphique et les micaschistes ne sont pas connues. Les tectoniques qui les affectent sont de nature très dissemblables; si l'on ne tient pas compte dans les micaschistes de l'association minérale qui résulte du métamorphisme de contact, aucun saut dans l'intensité du métamorphisme ne paraît les séparer. Quant à ce métamorphisme HT, il serait plus jeune que 580 Ma (Caby *et al.*, 1985).

b 3. Les Iforas centrales

Au centre, entre l'accident Tessalit-Anefis à l'W et la faille de l'Adrar à l'E, les Iforas centrales constituent la zone la plus complexe (fig. 6).

Dans la moitié occidentale, le batholite des Iforas (80 x 300 km), associé à des séries volcano-sédimentaires, est intrusif dans des séries de plate-forme du Protérozoïque supérieur (et inférieur ?) ainsi que dans l'ensemble gneissique hétérogène de l'Assemblage kidalien.

Dans la moitié orientale, une nappe de socle granulitique comparable au môle d'In Ouzzal est charriée sur ces mêmes gneiss.

L'unité granulitique des lforas

L'ensemble principal est une unité granulitique importante, l'UGI (Unité Granulitique des Iforas, 300 x 40 km; Boullier *et al.*, 1978) flanquée d'ensembles lithologiques de même nature : à l'ouest par l'unité d'In Bezzeg, au nord-est par la terminaison sud du môle d'In Ouzzal et enfin au sud-est par la mince bande de Tin Essako.

Ces unités, dont au moins une partie du matériel est archéen (2995 Ma dans le môle In Ouzzal, Ferrara et Gravelle, 1966), ont subi un métamorphisme granulitique vers 2050 Ma (Lancelot *et al.*, 1973, 1983). La roche-type est un gneiss alcalin rubané à mésoperthites et quartz bleu avec clinopyroxène, amphibole, biotite, zircon, sphène et apatite (Fabre *et al.*, 1982). Sont également présentes des lentilles de métasédiments comportant des quartzies, parfois à magnétite, des kinzigites, des kondalites, de rares marbres et gneiss calciques (Fabre *et al.*, 1982). Des intrusions tardi-éburnéennes (granites parfois potassiques, syénites quartziques, diorites charnockitiques) sont relativement abondantes. Une série de granites tardi- à post-tectoniques pan-africains ont intrudé ces granulites (Bertrand *et al.*, 1984a).

L'UGI est interprétée par Boullier *et al.* (1978) comme une gigantesque nappe de socle mise en place vers le NNW ou vers le N accompagnée par une tectonique tangentielle (D1). Par contre, Caby (1985) considère l'UGI comme un micro-continent accrété délimité par des méga-cisaillements.

L'Assemblage kidalien

'Assemblage kidalien' est en fait un nom «fourre-tout» englobant un ensemble de roches affectées par une évolution polyphasée et un métamorphisme de haute intensité (faciès amphibolite et migmatisation, Boullier *et al.*, 1978) au cours de la phase de déformation précoce D1. Cet assemblage comprend des granulites déformées et rétromorphosées, des gneiss indifférenciés, des lentilles très tectonisées de métasédiments (quartzites, marbres et métapélites) associées à des ortho-amphibolites et des roches intrusives pré-tectoniques qui constituent 60% de la masse.

Même dans le cas où la tectonique en nappes (D1) est directement liée à la collision principale vers 600 Ma, il n'est pas sûr que les métatonalites proviennent d'un processus lié à la subduction. Leurs tendances géochimiques (Bertrand et al., 1984b) s'apparentent à la suite tonalitique-trondhjemite de Barker (1979) et celles des ortho-amphibolites, spatialement associées, suggèrent nettement un régime extensif (signature du type Islande, Leterrier et Bertrand, 1986). Dans le cas d'un âge pan-africain *Ls.*, ces roches pourraient s'inscrire dans un environnement de bassin marginal à l'arrière d'une zone de subduction. Leterrier et Bertrand (1986) n'excluent cependant pas définitivement un âge archéen pour ce phénomène. Une datation par la méthode Sm/Nd est en cours (Leterrier, comm. pers.) et pourra peut-être résoudre ce problème.

Les séries métasédimentaires du Protérozoïque inférieur terminal et du Protérozoïque supérieur

Une première série, essentiellement quartzitique et épaisse de 1000 à 3000 m à In Teguenene au SE de l'UGI (Davison, 1980) est corrélée avec la série des métaquartzites du Protérozoique inférieur terminal de l'Ahnet (voir annexe 1) sur base de la présence de sills de métarhyolites potassiques. Ces derniers ont été datés vers 1800 Ma dans l'Ahnet ainsi que dans les Iforas (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983). La moitié inférieure de la série est intrudée de roches basiques et ultrabasiques incluant un complexe anorthositique (Tin Essako) (Fabre *et al.*, 1982). Ces intrusions intrudent également les roches granulitiques sous-jacentes.

La série du Protérozoïque supérieur se distingue difficilement de la série précédente de par la convergence de faciès. Elles ne seront plus distinguées dans la suite de ce travail. La deuxième série métasédimentaire est caractérisée par l'association quartzite-marbre accompagnée de quelques pélites, méta-arkoses et très rarement de volcanites.

La série a été décrite à Tin Aberda (Algérie), juste au nord de la frontière malienne (Caby, 1973). Elle comporte de bas en haut : 10 à 50 m de schistes pélitiques à biotite et tourmaline; 50 à 350 m de quartzites; plus de 500 m de carbonates débutant par des dolomies et se poursuivant par des marbres contenant des fantômes de petits stromatolites. Au Mali, quelques stromatolites mal conservés et apparemment du genre Conophyton (Fabre *et al.*, 1982) suggèrent l'appartenance de cette formation à la Série à Stromatolites du NW Hoggar (Caby, 1970), elle-même corrélée à la Série du Hank sur le craton ouest-africain, datée du Protérozoïque supérieur (1000-800 Ma; Bertrand-Sarfati, 1972; Clauer, 1976).

Ces séries métasédimentaires sont ubiquistes dans les Iforas centrales mais rarement très épaisses à l'ouest de l'UGI. Elles affleurent dans le batholite, et forment un ensemble de nappes supérieures par-dessus les granulites de l'UGI. Leur évolution tectonique et métamorphique au Pan-Africain est similaire à celle de l'Assemblage kidalien.

Le batholite et les séries volcano-sédimentaires

Le batholite composite des Iforas (300 x 80 km) correspond à la moitié occidentale des Iforas centrales. La configuration du contact avec la zone orientale, l'Assemblage kidalien, est variable; elle peut être tectonique, magmatique, formée d'une discordance ou encore de massifs au statut à préciser. Le batholite est étroitement associé à des séries volcano-sédimentaires variées comprenant essentiellement des grauwackes mais également des dykes et sills acides et basiques, des laves acides et des andésites. Très peu d'intrusions du batholite paraissent antérieures à ces séries. Ces dernières reposent en discordance sur l'Assemblage kidalien. Elle sont pré-tectoniques par rapport à D2 mais ne sont pas affectées par la phase précoce D1 sauf pour Ball et Caby (1984) qui relient une phase en plis couchés existant localement dans la série volcano-sédimentaire du Taféliant, à la phase D1. Cette corrélation n'est pas acceptable pour Bertrand et Wright (en prép.) ni pour Boullier (comm. pers.). Dans les deux hypothèses, ces séries volcano-sédimentaires forment un cycle distinct de l'Assemblage kidalien, puisqu'une discordance les sépare.

La tectonique D2 est compressive et les directions de contrainte ont varié du SE-NW à l'E-W. Elle est accompagnée par un mouvement décrochant N-S et sénestre dans la région de Taféliant. Ce dernier bassin est caractérisé par une foliation sub-verticale N-S bien développée.

Avant que ne commence ce travail, le batholite des Iforas était peu connu. Il était cartographié au 1/200.000 de façon inégale suivant les endroits (terrain ou photogéologie) et surtout d'une manière hétérogène («personne n'a une vue d'ensemble», in notice explicative de la carte au 1/500.000, p. 32, Fabre et al., 1982). L'existence de magmas calco-alcalins pré-, synou tardi- et post-tectoniques était connue mais non leur extension. Les données géochimiques étaient inexistantes et les âges radiométriques très peu nombreux. Ces derniers (âges U-Pb sur zircon de 696, 620 et 595 Ma) permettaient néanmoins de suspecter l'âge pan-africain de l'ensemble du batholite, mais aucune contrainte d'ordre pétrogénétique n'existait.

Une description sommaire du batholite, basée sur notre travail, peut être donnée dès cette introduction.



Fig. 9. - Carte schématique de la région étudiée du batholite des Iforas. 1. Arc insulaire du Tilemsi: 2. Assemblage kidalien et couverture indifférenciés; 3. bassins volcano-sédimentaires; 4. tonalites pré-tectoniques; 5. granodiorites tardi-tectoniques; 6. monzogranite porphyroïde des Iforas, tardi-tectonique; 7. monzogranites fins tarditectoniques; 8. faisceaux de filons E-W; 9. syénogranites posttectoniques; 10. granite alcalin précoce; 11. plateaux de laves alcalines et molasses; 12. syénites des complexes annulaires; 13. granites des complexes annulaires alcalins. Les filons N-S n'ont pas été représentés par souci de clarté (voir fig. 30). A = Adma; Ak = Aoukenek; D = Dohendal; E = Erecher; K = Kidal; Ta = Taféliant; Te = Telabit; Th = Tahrmert; Ti = Tiralrar; Tm = Timedjelalen; Y = Yenchichi 2.

Le batholite composite des Iforas est un ensemble magmatique calco-alcalin comportant des manifestations alcalines tardives. Deux tectoniques l'ont affecté : la D2, régionale et exprimant la tectonique de la collision, et la D4, locale et de haut niveau. Les différents plutons sont calés par rapport à la tectonique régionale (D2). Cette dernière se traduit par une mylonitisation générale avec croissance de néobiotite. Son intensité est variable d'un endroit à l'autre des plutons et est particulièrement forte sur les bords des massifs et dans des zones étroites à l'intérieur de ceux-ci.

A l'affleurement, la majeure partie du batholite est incontestablement syn- à tarditectonique et est constituée par une lignée monzodiorite quartzique - granodiorite monzogranite (fig. 9). Les termes acides sont les plus abondants. Jusqu'à présent, peu de plutons pré-tectoniques ont été reconnus (lignée tonalite - monzogranite); les manifestations relevant de cette période sont représentées par des bassins volcano-sédimentaires et par des extrusions d'andésites. Les termes calco-alcalins post-tectoniques sont également peu importants en volume et toujours granitiques excepté quelques filons microdioritiques et microgranodiorites (faisceau de Telabit). Les roches alcalines, post-tectoniques, sont très abondantes et également toujours granitiques si l'on ne tient pas compte des ring-dykes syénitiques de Kidal et d'Ichoualen. Ce groupe alcalin a parfois été exclu du batholite, car les études de terrain, sans l'aide de la géochronologie, ne pouvaient pas exclure un âge beaucoup plus jeune pour ces roches aux caractères franchement anorogéniques.

Les molasses

Les molasses de la chaîne pan-africaine sont principalement cambriennes et partiellement contemporaines des manifestations alcalines tardives. Elles peuvent donc apporter des éléments sur la nature des continents érodés et sur la paléogéographie ainsi que sur les conditions géodynamiques de la fin de l'histoire de cet orogène. Ces molasses reposent le plus souvent en discordance sur le socle dans des graben ou des bassins résiduels (fig. 10). Elles ont été classées en molasses précoces et tardives, ces dernières étant de loin les plus volumineuses et les mieux connues (Caby, 1983; Fabre *et al.*, 1982).

Les molasses précoces, épimétamorphiques, se seraient déposées vers 600 Ma, au début de l'érosion du relief orogénique. Elles sont confinées le long de l'accident Tessalit-Anefis mais reposent toujours sur les entités des Iforas centrales (Fabre *et al.*, 1982). A Echaragalen, la série, épaisse d'au moins 300 m, comprend une succession rythmique d'arkoses, de siltstones ainsi que des conglomérats et des brèches à éléments volcaniques et magmatiques nettement prédominants (Fabre *et al.*, 1982). La Série Pourprée de l'Ahnet (fig. 10; Monod, 1931; Caby et Moussu, 1971) est la séquence-type des molasses tardives (6000 m d'épaisseur). Après une formation flyschoïde (grauwackes, arkoses), une triade caractéristique (formation glaciaire (tillite) - carbonates en plaquettes - pélites à cinérites et silexites) se développe sur une épaisseur pouvant atteindre 1000 m (région d'Ouallen), elle-même surmontée par la formation kaki (200 à 400 m, calcaires, psammites calcaires, pélites, grès) comprenant une seconde tillite. La majeure partie de la Série Pourprée est cependant composée de dépôts franchement molassiques (essentiellement arkoses et pélites) comprenant une tillite terminale. La série, incomplète à cet endroit, est surmontée par les laves acides alcalines d'In Zize (fig. 10) datée à 530 Ma par Allègre et Caby (1972).



Fig. 10. - Schéma montrant la situation des témoins de Série Pourprée dans l'Ahnet (NW Hoggar, d'après Caby, 1970, *in* Fabre, 1976).

Dans les Iforas, les molasses tardives, en excluant les laves nigritiennes de Karpoff (1960) à rattacher au cycle magmatique alcalin, sont peu nombreuses et principalement conservées dans des demi-graben allongés le long des décrochements majeurs N-S de la chaîne.

Fabre et al., (1982) distinguent :

- au centre, la série volcano-sédimentaire qui surmonte les laves du Tiralrar et dont on ne connait que la base. Leur dépôt serait lié, comme le propose Karpoff (1960) à un processus de caractère fluvioglaciaire;

- au SW, des séries peu étudiées et au statut indécis qui affleurent le long de l'accident Tessalit-Anefis (région d'Echaragalen et d'In Chaman, Radier, 1957) et qui comprennent un volumineux matériel volcanique acide;

 au nord, dans la région de l'Ourdjan, des arkoses, des silts et des lentilles à galets de quartz (800 à 1000 m) qui, en discordance sur le socle gneissique, remplissent une structure du type demi-graben. Le matériel provient du socle et de volcanites acides; - discordant sur les granulites de l'UGI, 2000 m d'arkoses et de siltstones qui surmontent 30 m de conglomérat polygénique (Davison, 1980);

- la série molassique de la faille de l'Adrar à la frontière des Iforas centrales et orientales dont il a été question plus haut (plus de 1000 m d'épaisseur).

Ces molasses sont recouvertes en discordance par les grès ordoviciens des Tassilis. Notons qu'une bonne partie du matériel des molasses tardives est volcanique, plus précisément du type rhyolite alcaline (Fabre, comm. pers.).

c. Les événements depuis le Pan-Africain

Nous pouvons aisément soutenir que, depuis le Pan-Africain, l'Adrar des Iforas est cratonisé. Cette région n'a subi, depuis cette époque, aucun événement majeur. Ce fait est primordial pour l'interprétation des données géochimiques et isotopiques. Cette section a pour but d'étayer cette affirmation en décrivant les événements d'importance variable qui se sont succédé dans les Iforas ou aux alentours immédiats. Une synthèse de l'évolution phanérozoïque du Sahara (partie occidentale) a été réalisée par Fabre (1976).

c 1. Le magmatisme

Il se répartit en deux régions d'importance très différente, la Province sous-saturée permienne du Tadhak et un ensemble volcanique quaternaire très limité.

La Province du Tadhak

La région du Tadhak est localisée sur le craton ouest-africain, juste à l'ouest de la suture, non loin des nappes de Timétrine- In Assadgé (fig. 6). Il s'agit d'une association de complexes annulaires sous-saturés et de carbonatites alignés du nord au sud sur une centaine de kilomètres le long du graben de Tessoffi. Le plus grand des complexes, l'Adrar Tadhak (Karpoff, 1960; 20 km de diamètre) a été daté à 262 ± 7 Ma (Permien inférieur, fig. 11; Liégeois *et al.*, 1983) par la méthode Rb-Sr sur roches totales. Comme le graben de Tessoffi comprend des galets de roches fénitisées, il est probable qu'il soit également d'âge permien.



Fig. 11. - Isochrone Rb-Sr sur roches totales du complexe annulaire sous-saturé Adrar Tadhak, situé sur le craton ouest-africain, juste à l'ouest de la suture (de Liégeois *et al.*, 1983).

Tout ceci témoigne d'un important phénomène de rifting à cette époque. Il n'est pas exclu cependant qu'une partie de la Province soit plus jeune car comme l'ont souligné Sauvage et Savard (1985), certains massifs, dont les carbonatites, fénitisent des grès continentaux azoïques attribués au Crétacé (Fabre *et al.*, 1982).

La province du Tadhak est allongée N-S le long de la suture. Cette disposition n'est certainement pas fortuite et suggère une mobilité importante de la zone de suture, qui subsiste en tant que zone de faiblesse au Paléozoïque et même par la suite, comme peut en témoigner l'accumulation importante de sédiments jalonnant la frontière orientale du craton ouest-africain, ainsi par exemple les 3000 m de Crétacé à Gao.

Le volcanisme quaternaire

Le volcanisme quaternaire dans les Iforas, en contraste avec le Hoggar central et l'Aïr, est pratiquement inexistant. Il se limite à une petite zone dans le nord des Iforas orientales, au sud de Tin Zaouatene (fig. 6). Karpoff (1960) a répertorié quelques filons et cônes volcaniques pratiquement non érodés. Ce sont, pour l'essentiel, des basaltes à olivine. D'après Fabre *et al.* (1982), ces structures seraient antérieures à 8000 ans avant notre ère (dernier pluvial) mais postérieures au creusement du réseau hydrographique principal.

c 2. Les sédiments et les tectoniques

Le Cambrien est pan-africain et a déjà été décrit, ce sont les molasses de la chaîne. L'Ordovicien n'est connu qu'à l'est des Iforas (fig. 12) où il est formé des grès tabulaires des Tassilis qui recouvrent en discordance le Précambrien.

Ces grès sont affectés par de nombreuses failles verticales orientées N-S et quelques filons siliceux les recoupent (Karpoff, 1960). Leur épaisseur est de 200 à 300 m au NE des Iforas pour s'amineir jusqu'à une dizaine de mètres dans le SE. Ils renferment de nombreuses tigillites et sont probablement de milieu marin mais de très faible profondeur d'eau. Ces grès des Tassilis, qui ont recouvert des surfaces gigantesque dans le Sahara (de la Mauritanie à l'Arabie!) ont une lithologie admirablement uniforme. Comme le dit très bien Karpoff (1960), «l'incroyable monotonie d'aspect que devaient présenter ces fonds à peine sous-marins, couverts d'immense prairies de tigillites, confond l'imagination».

Ces grès ordoviciens ont probablement recouvert les Iforas (Fabre, comm. pers.). Dans les Iforas, la surface d'érosion pré-ordovicienne se retrouve vers la cote actuelle de 900 m (Karpoff, 1960), uniquement observable sur les plus hauts sommets. Cette pénéplaine quasi-parfaite a dû se réaliser en quelque 30 Ma, de 500 à 470 Ma (Fabre, 1976). Ces grès sont contemporains d'une importante glaciation à la fin de l'Ordovicien avec la calotte glaciaire située sur le bouclier Touareg (Beuf *et al.*, 1971).

Le Silurien est peu représenté, surtout le Silurien moyen et supérieur. Il repose en concordance sur l'Ordovicien et est composé d'argiles à graptolites. Le dépôt de ces argiles succède à la fonte des inlandsis ordoviciens du Sahara central (Fabre, 1976).

Le Dévonien, ainsi que le Permo-carbonifère sont surtout connus au nord du Hoggar (Ahnet, Ajjer) ainsi que juste au sud du Hoggar (grès et argiles des Iulemeden) mais pas au Mali (fig. 12). Pour le Permien, rappelons l'existence du graben de Tesoffi associé à la Province sous-saturée du Tadhak.

Aucune tectonique, ou alors vraiment très faible, n'est connue au Calédonien dans le Sahara. L'orogenèse hercynienne, ou varisque, a par contre affecté certaines zones telle que la marge nord du craton ouest-africain ou l'aulacogène de l'Ougarta (Fabre, 1970; 1976; Donzeau *et al.*, 1982) mais aucune région proche des Iforas.

Aux environs de l'Adrar, le Mésozoïque est représenté par le 'Continental Intercalaire' (Kilian, 1931) débutant au Crétacé inférieur (base dans le Jurassique ?) et principalement



Fig. 12. - Carte géologique schématique du Phanérozoïque autour du bouclier Touareg (Fabre, 1976).

composé de grès formés aux dépens des grès paléozoïques des Tassilis (Karpoff, 1960) mais également d'argiles.

Cette formation aurait 100 à 200 m sur le terrain et 800 m selon la gravimétrie. Un ensemble supérieur laguno-lacustre (Cénomanien-Eocène) comprend des argiles, des grès, des carbonates et localement des marnes gypsifères, et est séparé du Continental Intercalaire par des marnes à huîtres (Fabre et al., 1982). Cette lithologie se développe jusqu'au Cénozoïque.

Il est intéressant de signaler que le Crétacé est plissé et parfois verticalisé dans la zone de suture, à l'ouest de Tessalit (Caby, comm. pers.). Ce fait confirme la mobilité de la zone de faiblesse que constitue la paléo-suture. Karpoff (1960) avait déjà opposé l'ouest plissé au sud et à l'est qui ne sont pas affectés sans pouvoir donner d'explication.

Le Tertiaire est formé en grande partie par le Continental Terminal (Kilian, 1931) comprenant des calcaires lacustres et des marnes grises avec des niveaux ferrugineux. Il s'épaissit du nord au sud où il peut atteindre une épaisseur de 130 m (Karpoff, 1960).

Le Quaternaire est qualifié par Fabre *et al.* (1982) comme les «terrains récents contemporains ou postérieurs au réseau hydrographique et qui masquent la roche en place».

Il comprend (Karpoff, 1960) des grès ferrugineux et des argiles grises riches en Gastéropodes, localisés uniquement en dehors du massif cristallin, mais surtout des regs (étendues plates formées de sables et de galets) et des ergs (dunes). Des dunes fixes importantes recouvrent partiellement le complexe annulaire de Timedjelalen et tout son glacis sud. N'oublions pas également le remplissage des vallées par quelques mètres ou dizaines de mètres d'alluvions et de sédiments éoliens, essentiel tant pour les autochtones que pour les géologues. Il faut bien admettre, en effet, que si le Quaternaire cache en de nombreux endroits le socle précambrien et en particulier les contacts entre massifs, c'est lui qui non seulement renferme la majorité des nappes aquifères utilisées, mais permet aussi un déplacement motorisé et des bivouacs confortables.

Un ensemble de linéaments traversant toute l'Afrique depuis la Guinée jusqu'à la Mer Rouge a été récemment mis en évidence (Guiraud *et al.*, 1985).

Ces linéaments «guinéo-nubiens», formant un couloir de 400 à 500 km de large et d'activité essentiellement post-hercynienne, seraient les lieux de la focalisation de divers événements tels que la mise en place des dolérites jurassiques du craton ouest-africain ou des complexes alcalins miocènes d'Uweinat en Lybie et crétacés d'Egypte, ou encore le tremblement de terre du 22 décembre 1983 en Guinée.

Enfin, rappelons que l'événement majeur du Tertiaire - Quaternaire est le bombement du bouclier Touareg qui a induit un rajeunissement du relief et une altération climatique importants.

d. Conclusions

L'analyse du contexte géologique, dont les lignes générales sont esquissées ci-dessus, a conduit l'équipe de Montpellier (Black et al., 1978, 1979; Caby et al., 1981) à développer un modèle géodynamique pour cette partie de l'Afrique occidentale relevant du concept de la tectonique globale et comportant un cycle de Wilson complet.

Ce modèle énonçait successivement :

- un rifting et une ouverture océanique vers 850-800 Ma avec un point triple dont une branche a évolué en aulacogène;
- la création d'un arc insulaire vers 730 Ma à l'extrémité occidentale du bouclier Touareg, témoin d'un plan de subduction penté à l'est. L'existence d'andésite et d'un batholite calco-alcalin suggère également une marge active continentale;
- une collision entre le craton ouest-africain (marge passive) et le bouclier Touareg (marge active) avec un développement important de la production magmatique dans le bouclier au niveau des Iforas et le charriage de nappes sur le craton;
- une période post-collision caractérisée par un magmatisme alcalin de type anorogénique et par des molasses;

Leurs principaux arguments étaient basés sur 1 :

- l'antagonisme frappant, pour la période pan-africaine, existant entre le craton ouestafricain, plateforme stable, et le bouclier Touareg à l'activité magmatique et tectonique considérable;
- un complexe filonien dans le NW du Hoggar, témoin possible de la racine d'un paléorift;
- un aulacogène, souligné par des anomalies gravimétriques positives, résultant de l'avortement d'une branche d'un point triple;

¹ Sur ce sujet, voir également l'annexe 1.
- la présence d'anomalies gravimétriques positives à la suture des deux domaines continentaux;
- l'existence de deux zones au métamorphisme opposé, HP-BT et BP-HT, parallèles à la suture:
- des nappes de charriage sur le craton, surtout celles à la lithologie de marge active, comportant éventuellement des ophiolites;
- un ensemble volcano-sédimentaire de type flysch intrudé par des roches plutoniques essentiellement basiques ou ultrabasiques sans trace de socle, représentant un arc insulaire:
- un batholite calco-alcalin composite allongé parallèlement à la suture et associé à des andésites.

3. SOURCES ET CONTAMINANTS POSSIBLES DU BATHOLITE

Une des caractéristiques de ce travail est d'avoir essayé de déterminer les compositions isotopiques moyennes des grands réservoirs terrestres (manteaux, croûtes) sur des bases locales. Il est donc utile de préciser dès à présent la lithologie des ensembles candidats à une telle fonction.

Comme le montreront les chapitres traitant de l'origine des magmas du batholite, en se basant essentiellement sur la géochimie et la géochimie isotopique, plusieurs grands domaines terrestres peuvent intervenir lors de leur genèse : le manteau appauvri, le manteau «pénéprimordial ¹», la croûte continentale inférieure et la croûte continentale supérieure. Les rôles relatifs de chaque environnement sont susceptibles de changer lors des différents événements se succédant lors d'une fermeture océanique (subduction-collision-période intraplaque). L'Adrar des Iforas représente l'enregistrement de l'ensemble d'une telle évolution. Un des buts essentiels de cette étude est donc d'étudier cette modification de la participation de chaque source ou contaminant après en avoir déterminé le rôle à chaque étape. Pour ce faire, les caractéristiques de ces grands domaines terrestres doivent être connues à l'échelle locale, sinon beaucoup d'hypothèses peuvent être émises.

Pour le manteau appauvri, trois zones des Iforas sont a priori candidates : la suture, les nappes du Timétrine et l'arc insulaire du Tilemsi.

La suture affleure beaucoup trop peu que pour qu'on puisse se faire une idée de sa composition moyenne.

L'interprétation des **nappes du Timétrine** n'est pas univoque :représentent-elles la croûte océanique ou les intrusions contemporaines de l'ouverture océanique ? De plus, les roches magmatiques qu'elles renferment sont peu connues (l'endroit est assez inaccessible) et sont souvent fortement altérées. L'absence de témoin de sédiments pélagiques dans ces nappes, qui comportent pourtant aussi bien des morceaux de la marge active que de la marge passive, constitue un fait important.

De par sa diversité lithologique, son cadre géologique clair (Caby *et al.*, 1986) et surtout par son parallélisme géodynamique avec le batholite, l'arc insulaire du Tilemsi s'impose comme candidat-représentant du manteau appauvri. Cet arc est essentiellement tholéiitique mais comporte également des magmas calco-alcalins.

En effet, comme on l'a vu, l'arc insulaire du Tilemsi est composé de séries volcano--sédimentaires intrudées par des roches ultrabasiques, basiques et intermédiaires et ce, sans trace de socle ancien, sauf en un point.

¹ Nous appelons manteau «pénéprimordial», le manteau en général à l'origine des roches alcalines, que l'on appelle égaleiment «OIB-type» (OIB = Ocean Island Basalts).

Le groupe volcano-sédimentaire est principalement de nature volcanique et volcanoclastique et ne repose qu'en un endroit en concordance sur une formation calcaro-dolomitique (série à stromatolites?); il comprend des métabasaltes en pillows surmontés par des brèches dacitiques mais surtout une puissante formation de grauwackes volcaniques (>3000 m), en concordance sur les roches volcaniques précédentes. Ces grauwackes de type flysch se sont sédimentées en eaux profondes et sont partiellement turbiditiques (Caby, 1978). Ces roches volcanosédimentaires sont transformées en gneiss gris à proximité des intrusions décrites ci-dessous. Un de ces gneiss a fourni un âge de $711 \pm \frac{1}{2}$ Ma (U-Pb sur zircon, Caby *et al.*, 1986).

Les roches intrusives sont composées de différents termes pré-tectoniques :

- métagabbros massifs auxquels sont associées de rares anorthosites ainsi que des troctolites et dunites serpentinisées,

- grands massifs métagabbroïques rubanés,

- métadiorites quartziques à opx-cpx dont l'une a été datée à 725 ⁺¹⁹/₋₃ Ma (U-Pb sur zircon, Caby *et al.*, 1986),

- des granitoïdes, relativement rares à l'ouest, et graduellement plus abondants vers l'est, de nature calco-alcaline et à enclaves microbasiques. Une granodiorite cataclastique a été datée à 632 [±]3 Ma (U-Pb sur zircon, Caby *et al.*, 1986). Cependant, ce dernier pluton pourrait appartenir au batholite prétectonique car à son niveau, l'accident de Tessalit-Anefis s'anastomose et certains blocs encadrés par des cisaillements ont un statut ambigu.

Néanmoins, il est possible que l'activité plutonique liée à l'arc insulaire du Tilemsi a perduré de 725 à 600 Ma, âge de la tectonique D2 dans le batholite (voir p. 49), puisque Caby (1982) y décrit des plutons synchrones de cette phase. De nombreuses intrusions syn- et post-tectoniques se sont effectivement mises en place en liaison avec la tectonique D2, probablement vers 600 Ma : ce sont des diorites quartziques, des granodiorites en grands batholites, des adamellites en petits massifs ainsi que des gabbros souvent à olivine, des pyroxénites et des norites exemptes de toute recristallisation (Fabre *et al.*, 1982). Soulignons l'existence d'un complexe stratifié (\pm 50 km²) à rubans décimétriques de troctolite, pyroxénite et anorthosite.

En conclusions, le segment du Tilemsi évoque une base d'arc insulaire, sans socle ancien visible, soustrait à toute influence continentale et ayant fonctionné de 725 Ma au moins jusqu'à 600 Ma environ.

Le manteau pénéprimordial est la source habituellement invoquée pour les basaltes des îles océaniques (OIB) et souvent étendue aux magmas alcalins intraplaques anorogéniques.

Avec l'avènement de la méthode Sm-Nd, on a proposé que les basaltes alcalins des plateaux pourraient provenir d'un manteau primordial (à $\varepsilon = 0$) et que les roches alcalines des îles océaniques proviendraient de ce même manteau mélangé au manteau appauvri à l'origine des MORB (DePaolo, 1981). Ce manteau primordial aurait, pour les terres rares, des caractéristiques identiques à celles des chondrites puisque, contrairement au couple Rb-Sr, il n'est postulé aucun fractionnement des terres rares entre les chondrites et la Terre au moment de leur formation. L'augmentation du nombre des mesures Sm-Nd et la discussion des résultats des roches alcalines

continentales a conduit la communauté scientifique à nuancer l'origine des roches alcalines général. Il en ressort néanmoins que le manteau hétérogène à leur origine a des compositions proches de la valeur primitive. C'est l'ensemble de ces compositions que j'ai appelé «manteau pénéprimordial».

Le complexe annulaire permien du Tadhak est le meilleur candidat local pour représenter le manteau pénéprimodrial : il est sous-saturé, intrusif dans des gneiss du craton ouest-afrcain, c'est-à-dire dans une lithologie de nature très différente et d'un âge beaucoup plus grand. Il est situé 100 km à l'ouest du batholite. Les problèmes de contamination crustale éventuelle et de son âge 300 Ma plus jeune que le batholite impliquent, pour se servir des données du Tadhak, une certaine extrapolation. Néanmoins, prendre un étalon dans les îles océaniques nécessite des approximations encore plus grandes : l'âge récent de ces îles est encore plus éloigné, et calculer une moyenne OIB (ces derniers sont loin de posséder des

compositions homogènes) est difficile sans contrainte particulière, d'ordre géographique, tectonique ou autre.

Pétrographiquement, le complexe annulaire du Tadhak se compose de quatre unités, disposées de manière concentrique (Liégeois *et al.*, 1983) : 1) à l'extérieur, une syénite à néphéline, finement grenue; 2) une syénite à néphéline leucocrate; 3) une unité lenticulaire de meltéigite à néphéline passant progressivement à une ijolite à néphéline comprenant des enclaves de pyroxénites à structures de cumulat; 4) au centre du complexe, une syénite foyaïtique à néphéline. Ces unités sont recoupées par de nombreux filons de foyaïte et de tinguaïte. Le complexe lui-même est recoupé par un petit complexe annulaire satellite à l'est.

Pour ce qui est de *la croûte continentale*, le terrain apporte peu d'éléments décisifs quant à la nature de celle qui aurait pu participer à la genèse du batholite. En effet, aucun xénolithe n'a été observé dans les différents plutons qui le composent. Les enclaves sont en majorité basiques et à grain fin et en tout cas, d'aspect magmatique. Une fusion complète de la croûte continentale ne paraît donc pas avoir eu lieu comme cela a été le cas par exemple au Pan-Africain 1000 km plus à l'est dans la région du Damagaram au Niger (Liégeois *et al.*, 1985) où les granitoïdes, parfois manifestement anatectiques et parautochtones, possèdent de nombreuses enclaves gneissiques.

Les différents représentants possible sont : l'unité granulitique des Iforas, l'Assemblage kidalien et les séries métasédimentaires.

Les séries métasédimentaires, des quartzites et des marbres pour l'essentiel, sont des séries supracrustales. Comme on ne les retrouve pas en enclave dans les granitoïdes du batholite (même les quartzites, très réfractaires, n'en forment pas) et que leur abondance globale dans la zone qui nous occupe est très faible, nous pouvons considérer que leur rôle dans la genèse du batholite a été négligeable.

Restent donc les granulites et l'Assemblage kidalien.

Boullier (1982) estime que la composition globale de l'unité granulitique des Iforas (UGI) se répartit approximativement comme suit :

 métasédiments roche ultrabasiques 	6,5% 0,7%	Archéen Archéen
gneiss rubanés alcalins granitoïdes alcalins	42,5% 26 %	ou Eburnéen
 norites filons doléritiques 	3,3% 1 %	Eburnéen post-Eburnéen pré-Pan-Africain
5. intrusions granitiques à gabbroïques	20 %	Pan-Africain

Les points 1 à 3 ont été métamorphisés à l'Eburnéen dans le faciés granulite et constituent 80^ci de l'UG1. Ces différentes lithologies sont interfoliées, les métasédiments constituant des niveaux métriques à décamétriques dans les gneiss alcalins. Les roches ultrabasiques sont dispersées tectoniquement dans l'ensemble. Les norites peuvent recouper le rubanement des gneiss et des métasédiments.

Toutes les roches ont une structure granoblastique avec points triples à 120° et montrent un recuit important; deux métamorphismes granulitiques superposés ont pu être mis en évidence (Boullier, 1982).

Les paragenèses de ces roches en grande majorité acides ou intermédiaires, sont décrites en détail par Boullier (1982).

L'Assemblage kidalien est composé de métasédiments intrudés par des roches dioritiques à tonalitiques (60% de l'ensemble).

Les métasédiments sont probablement l'équivalent, en tout cas pro parte, des séries

métasédimentaires décrites plus haut. N'oublions cependant pas que cette série comporte des ortho-amphibolites, indiquant un environnement particulier. Dans le nord des Iforas, en Algérie, Caby (1973) a décrit une association semblable.

Les roches intrusives, lithologie majeure de l'Assemblage kidalien, comprennent principalement des métatonalites et des métadiorites quartziques associées à des trondhjemites, divers gneiss, des métagabbros et des ultramafites. L'association avec les métasédiments et les ortho-amphibolites est étroite mais du type interfolié ce qui empêche de définir un âge relatif. Toutes ces roches possèdent des structures polyphasées uniquement compatibles avec un caractère pré-tectonique. Aucune roche intrusive syn-tectonique de la phase D1 n'a été signalée jusqu'à ce jour. Seule une fusion partielle locale des métatonalites est contemporaine de cette phase tectonique.

Il nous reste à évoquer un possible cannibalisme du batholite. Il a été dit que le batholite des Iforas est étroitement associé à des séries volcano-sédimentaires qui lui sont globalement antérieures. Elles peuvent donc également être assimilées par les plutons lors de leur phase terminale de mise en place. D'autre part, un pluton précoce peut constituer l'encaissant d'un autre plus tardif. Dans ce dernier cas, l'identification de la contamination peut être délicate.

Les séries volcano-sédimentaires se composent des bassins suivants (Fabre, 1982; Fabre *et al.*, 1982; Bertrand et Wright, 1986) :

- le Groupe de Taféliant constituant une séquence clastique de mer peu profonde dominée par des grauwackes et incluant une tillite marine. Il est recoupé par de nombreux dykes et sills aussi bien basiques qu'acides également pré-tectoniques. Le Groupe de Taféliant s'étend dans un bassin nordsud de 150 x 10 km. D'importance majeure dans cette étude, la séquence de Taféliant sera détaillée dans le chapitre suivant.

- Le Groupe d'Oumassene, séquence continentale, est composé d'andésites et de pyroclastites en quantités subordonnées. Ces andésites ont une signature géochimique comparable aux andésites des marges actives actuelles et sont clairement liées à la période de subduction (Chikhaoui, 1981; Chikhaoui *et al.*, 1980).

- La séquence de Mareris-Tichedait, série volcanique essentiellement dacitique et rhyolitique.

- Le bassin de l'Ourdjan, principalement formé de grauwackes.

- Le long de la bordure ouest du batholite, près de l'arc insulaire du Tilemsi, de longs bassins étroits n'ont pas été décrits en détail. Ils semblent passer stratigraphiquement aux formations molassiques (région d'Echaragalen).

La pétrographie du batholite est décrite dans le chapitre suivant.

CHAPITRE II

NATURE ET DUREE DU PROCESSUS MAGMATIQUE A L'ORIGINE DU BATHOLITE DES IFORAS

A. LE BATHOLITE COMPOSITE DES IFORAS : SUBDIVISIONS ET PETROGRAPHIE

Cette étude a été focalisée sur une zone-clé où les relations entre les divers granitoïdes étaient tangibles et où la transition calco-alcalin - alcalin était bien exposée. Cette région, couvrant une surface d'environ 6000 km², s'étend entre les latitudes 18°15'N et 19°25'N et les longitudes 0'50'E et 1°20' E, c'est-à-dire sur une bande de 50 km de large entre la granodiorite d'Adma au SW de Kidal et le plateau du Tiralrar (fig. 9, 14). Dans cette zone, une cartographie fine et un échantillonnage adapté à la géochronologie et à la géochimie ont été effectués en janvier-février 1982 en compagnie de R. Black. Durant cette mission, 12 massifs ou faisceaux de filons ainsi qu'un plateau de laves ont été soigneusement échantillonnés et cartographiés en partie ou totalement lorsque cela s'est avéré nécessaire. Toutes les relations géométriques entre ces ensembles et avec les tectoniques ont été contrôlées. Une bonne chronologie relative de terrain a été établie et a servi de base à ce travail. Signalons que la majorité des échantillons du massif de Kidal et une partie de ceux du complexe de Timedjelalen ont été prélevés par H. Ba et R. Black au cours d'une mission antérieure (éch. B et RB).

Pour permettre un essai d'extension de ces observations à l'ensemble du batholite et la réalisation d'une mise en phase avec les études de J.M. Bertrand, situées dans d'autres zones, une mission commune a été réalisée en novembre-décembre 1984 dans le nord et l'est du batholite. Deux massifs supplémentaires ont été échantillonnés. Deux autres entités ont été, par la suite, adjointes à ce travail, le pluton d'Ibdeken (éch. de J.M. Bertrand) et un ensemble de sills et de dykes intrusifs dans le bassin de Taféliant (éch. de J. Fabre et R. Caby).

Tous les plutons du batholite, sauf un, sont intrusifs dans les séries volcano-sédimentaires du Protérozoïque terminal. La majeure partie d'entre-eux sont tardi-tectoniques par rapport à la phase D2.

Un seul massif (Teggart) est clairement situé sous la discordance sur laquelle se sont déposés les bassins volcano-sédimentaires de type Taféliant. Il était d'ailleurs considéré comme éburnéen avant sa datation à un âge pan-africain précoce (696 ±⁸/₇ Ma; U-Pb sur zircon, Caby et Andreopoulos-Renaud, 1985). Ce pluton dioritique est intrusif dans la série de plate-forme du Protérozoïque supérieur (Série à Stromatolites) elle-même en discordance sur le socle pré-pan-africain s.s. Jusqu'à présent, rien n'a permis de conclure quant à la signification du massif de Teggart, essentiellement par manque de données, en particulier de



Fig. 13. - Diagramme Concordia de la métadiorite quartzique du Teggart (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983).



(Tectonique cassante tardive) - Complexes annulaires. - Laves rhyolitiques et ignimbritiques. GROUPE IV POST-TECTONIQUE - Essaim de filons N-S. ALCALIN. (Erosion du bāti). - Pluton hybride de Tahrmert. GROUPE III POST-TECTONIQUE - Pluton circonscrit syénogranitique de Yenchichi 2. CALCO-ALCALIN. - Faisceaux de filons E-W. - Monzogranite fin d'Aoukenek. GROUPE II TARDI-TECTONIQUE - Monzogranite porphyroide des Iforas. CALCO-ALCALIN. - Granodiorite d'Adma. (Tectonique pan-africaine D2). GROUPE I PRE-TECTONIQUE - Monzogranite folié de Yenchichi l. CALCO-ALCALIN. - Tonalite d'Erecher. - Sédimentation du bassin volcano-sédimentaire du type Tafeliant.





nature géochimique et isotopique. Du point de vue structural, Boullier *et al.* (1978) ainsi que Caby *et al.* (1981) l'avaient considéré comme syntectonique de la phase D1. Il semblerait maintenant (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1985) qu'il faille considérer le Teggart comme pré-D1. Il aurait en effet été gneissifié à divers degrés au cours de cette tectonique. Caby et Andreopoulos-Renaud (1985) interprètent néanmoins l'âge U/Pb sur zircon qu'ils ont obtenu comme l'âge de la cristallisation du massif en se basant sur le caractère subconcordant des fractions de zircon. Il n'est pourtant pas exclu que l'étalement des points observé le long de la Concordia (fig. 13), reflète le fait de la gneissification du massif quelques dizaines de millions d'années après sa cristallisation (cristallisation > 696 Ma et gneissification <680 Ma). Caby (comm. pers.) corrèle ce massif avec les métatonalites de l'Assemblage kidalien.

Dans cette étude, les roches magmatiques du batholite des Iforas ont été classées en quatre lignées suivant leur relation avec la tectonique D2 (pré-, syn-, ou post-) et leur composition minéralogique (caractère calco-alcalin ou alcalin) :

1. groupe pré-tectonique calco-alcalin,

- 2. groupe tardi-tectonique calco-alcalin,
- 3. groupe post-tectonique I calco-alcalin,
- 4. groupe post-tectonique II alcalin à hyperalcalin.

Dans ces différents groupes, une chronologie relative des divers corps intrusifs et extrusifs a été établie sur le terrain (tab. 1).

Précisons que le terme 'tardi-tectonique' est employé pour les massifs qui commencent à cristalliser sous contrainte tectonique et qui terminent dans des conditions post-tectoniques. Aucun massif réellement syn-tectonique n'a été rencontré. Seul l'ensemble de Tadjoudjemet dans le NE du batholite (Bertrand et Davison, 1981) pourrait peut-être être considéré comme tel.

La suite de ce chapitre a pour but de définir l'objet étudié par des descriptions géologiques et pétrographiques des massifs sélectionnés (une partie de celles-ci figurent dans Liégeois et Black, 1984). Les noms géographiques peuvent être repérés sur la figure 9. Les numéros des échantillons prélevés sont reportés sur les figures 15 à 17 (assemblage à la fig. 14).

La succession des événements qui a affecté le batholite, et qui sera démontrée par la suite dans ce travail, peut être résumée comme suit :

- 1. Une période ancienne, antérieure aux bassins volcano-sédimentaires et peu connue (massif du Teggart, 696 Ma), est peut-être subcontemporaine de la tectonique tangentielle D1. Cette époque n'est pas traitée dans ce travail.
- 2. La période pré-tectonique D2 est représentée par des bassins marins ou continentaux, comblés de matériel volcano-sédimentaire. Un volcanisme andésitique leur est contemporain ainsi que de rares plutons qui les intrudent (groupe pré-tectonique calco-alcalin).
- La période syn- à tardi-tectonique comporte un abondant plutonisme dioritique à granitique (groupe tardi-tectonique calco-alcalin), sub-synchrone de la tectonique D2.
- 4. La période post-tectonique se traduit par une remontée rapide du bâti qui a conduit à la pénéplanation du batholite. Auparavant se sont mis en place des faisceaux de filons orientés E-W parfois centrés sur des massifs circulaires calco-alcalins (groupe post-tectonique I calco-alcalin) ainsi que les premiers granites alcalins à caractère hybride. Sur la pénéplaine se sont épanchées des laves rhyolitiques et ignimbritiques alcalines, probablement d'origine fissurale (présence d'essaims de filons N-S) recoupées par des complexes annulaires (groupe post-tectonique II alcalin).

1. LE MAGMATISME PRE-TECTONIQUE

a. Les dykes et les sills du bassin de Taféliant

Le bassin volcano-sédimentaire de Taféliant constitue un équivalent de l'encaissant de la tonalite d'Erecher ainsi que de tous les autres massifs étudiés dans cet ouvrage (fig. 15). Ce caractère très important nous a conduit à étudier des dykes et des sills pré-tectoniques intrusifs dans ce bassin, échantillonnés par J. Fabre et R. Caby. Une brève description d'après Fabre (1982) et Ball et Caby (1984) s'impose donc.

Le Groupe de Taféliant repose en discordance sur le socle pré-pan-africain ou panafricain précoce et affleure sur une bande N-S de 100 x 5 à 10 km.



Fig. 15. - Carte géologique schématique de la zone Adma-Erecher avec pointé des échantillons JPL236 à 295. Figurés : 1. séries volcano-sédimentaires; 2. tonalite et granite d'Erecher; 3. granite de Yenchichi 1; 4. granodiorite d'Adma; 5. monzogranite porphyroïde des Iforas; 6. faisceau de filons E-W de Yenchichi; 7. syénogranite de Yenchichi 2; 8. ring-dyke de syénite alcaline de Kidal; 9. granites alcalins des complexes annulaires de Djounhane et Kidal (voir fig. 19).

Il est composé de trois formations.

a. L'Unité Inférieure, en contact faillé avec le socle, comporte à la base un conglomérat aux galets de quartzite et de quartz très étirés, surmonté par quelques centaines de mètres de métapélites et de métagrauwackes alternant avec des bancs centimétriques de quartzites fins parfois calcaires ou ferrugineux.

b. L'Unité Glacio-Marine (300-500 m) est transgressive sur le socle au sud et se compose de galets centimétriques à métriques de nature aussi variée que granitique, gneissique ou quartzitique, inclus dans une matrice pélitique très fine. Cette unité est interprétée comme une tillite marine (Caby et Fabre, 1981). Elle est surmontée par des alternances de sédiments fins et grossiers de nature quartzitique ou conglomératique, témoins d'un milieu de haute énergie.

c. L'Unité Supérieure (1000 à 2000 m) comporte des grauwackes fines à grossières à stratifications obliques suggérant un régime fluvio-deltaïque. Elle est transgressive sur le socle vers le NE. Des sills, des dykes et peut-être des laves aussi bien acides que basiques se sont mis en place tout au long de la sédimentation de ce Groupe mais surtout à sa base. Certains sills atteignent des épaisseurs hectométriques.

Le bassin de Taféliant correspond donc à une mer de faible profondeur. Il est affecté par des plis ouverts (D2, raccourcissement de l'ordre de 40%, Caby, comm. pers.) à axes N-Set dont la schistosité de plan axial subvertical comprend des traces d'élongation liées à un important mouvement de cisaillement subhorizontal parallèle au bord du bassin (Ball et Caby, 1984). Cette déformation est accompagnée par un métamorphisme produisant une biotite verte. Une seconde génération de biotite est non orientée; elle est rapportée au métamorphisme de contact occasionné par les plutons tardi-tectoniques (Fabre *et al.*, 1982). Des plis couchés ont été observés dans le SE du bassin, mais un consensus n'existe pas quant à leur caractère régional ou local ou autrement dit quant à la possible corrélation avec la phase D1 (voir plus haut la discussion relative à cette tectonique en nappes).

b. La tonalite d'Erecher

Le plutonisme pré-tectonique est peu abondant dans les Iforas. Un seul massif a été étudié en détail : la tonalite d'Erecher (fig. 15).

Composé essentiellement de quartz, de plagioclase zoné (andésine acide), de biotite verte et de hornblende verte, ce massif a subi une tectonique qui a modérément mylonitisé tous les échantillons. Certaines zones seulement révèlent une schistosité nettement développée.

La structure orientée 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. Ce dernier montre une extinction irrégulière («martelée») et présente souvent des micro-fractures parfois remplies d'épidote. Les ferromagnésiens (biotite et amphibole) sont incurvés et déchiquetés, parfois broyés. Ils sont partiellement remplacés par de petits cristaux de minéraux secondaires (biotite, amphibole, épidote, plagioclase, sphène, opaques). De la biotite secondaire se développe également en plus grands cristaux aux dépens de la biotite primaire. Le plagioclase montre souvent des couronnes non saussuritisées d'albite néoformée qui pourraient résulter de la même étape que la biotite secondaire. De la muscovite secondaire rare peut s'étendre sur les plagioclases fortement saussuritisés. Les minéraux accessoires sont : microcline, sphène, opaques et zircon.

Les enclaves microbasiques, localement très abondantes dans ce massif, 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.

Le pluton d'Erecher 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 prétectonique.

c. Le granite de Yenchichi 1

Aux alentours de l'oued de Yenchichi, un massif, cartographié comme posttectonique par photographie aérienne, apparaissait comme un granite circulaire possédant un appendice allongé au nord (fig. 15). Sur le terrain, il nous est apparu que la langue nord était fortement foliée et que les contacts avec la partie circulaire étaient nets et de type intrusif (développement de faciès de bordure à noeuds de pegmatites dans la zone sud équante). La zone nord allongée était donc antérieure et distincte de la zone sud (d'où la distinction Yenchichi 1 et 2, respectivement).

Yenchichi 1 était clairement pré-tectonique par rapport à la schistosité que nous avons, sur le terrain, attribuée à D2. En effet, la tectonique D2 possède une intensité très variable dans les plutons et induit des zones plus déformées que d'autres («couloirs de déformation») qu'il n'est pas toujours aisé de distinguer des failles tardives importantes de direction similaire. Le microscope (voir plus bas) a permis de voir que la mylonitisation était de type cataclastique, sans recristallisation, donc de beaucoup plus haur niveau que celle qui affecte la tonalite d'Erecher. Par ailleurs, l'âge Rb-Sr de 545 Ma obtenu au cours de cette étude sur le massif (voir p. 57), nettement plus jeune que la tectonique D2 (600 Ma) et que Yenchichi 2 (577 Ma), confirmait l'existence d'un événement plus récent affectant ce massif. Les photos-radar prises lors de l'expérience SIR-A ont permis de visualiser ce phénomène. L'émission radar a en effet la particularité de traverser de petites épaisseurs de sable et par cela même, ces photos ont mis en évidence une grande faille tardive affectant aussi bien. Yenchichi 1 que Yenchichi 2, la zone faillée de ce dernier étant ensablée.

Ce granite est essentiellement composé de cristaux millimétriques de quartz, de 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 d'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 les opaques. Le massif de Yenchichi 1 a donc apparemment subi la même déformation qu'Erecher, cependant que la faille tardive a fortement accentué la cataclase, affectant les minéraux secondaires de la première phase et transformant en cataclasites tous les échantillons.

La schistosité intense de Yenchichi I ne correspond donc pas à la tectonique D2 mais bien à la D4. Il s'ensuit que son attribution au groupe pré-D2 n'est pas tout-à-fait sûre et Yenchichi I pourrait peut-être appartenir au groupe tardi-tectonique.

d. L'ensemble diorite quartzique - granodiorite d'Ibdeken

Cet ensemble est situé sur le bord oriental du batholite, donc en dehors de la zone étudiée. Il a été néanmoins examiné sommairement, pour tenter de renforcer la vue sur le magmatisme pré-tectonique. Les échantillons proviennent de J.M. Bertrand. Ibdeken montre des caractères pré-tectoniques D2 nets (Bertrand et Wright, en prép.) mais aucune relation avec les séries volcano-sédimentaires. Ce qui est sûr, c'est que la tectonique D1 ne l'affecte pas. Ce massif est associé sur le terrain à un complexe filonien pré-D2 comprenant principalement des aplites et des pegmatites déformées mais aussi des petits massifs de leucogranites (RAPU = Red Aplo-Pegmatitic Unit). Ce RAPU, fort altéré, de grande extension (15 x 125 km) mais peu étudié, n'a pas encore été l'objet de conclusion quant à son origine.

Serait-il post-D1 et lié à la tectonique en nappe et d'origine crustale ou représente-t-il la racine d'un ensemble de type cordillère comme le complexe de Jaglot au Kohistan en Himalaya (Petterson et Windley, 1985) ? La pétrographie de cet ensemble est développée dans Bertrand et Wright (en prép.).



Fig. 16. - Carte géologique schématique de la zone Timedjelalen avec pointé des échantillons JPL 296 à 355. Figurés : 1. séries volcano-sédimentaires; 2. monzogranite porphyroïde des Iforas; 3. faisceau de filons E-W de Dohendal; 4. granite alcalin hypersolvus de Tahrmert; 5. filons N-S alcalins; 6. ring-dyke de syénite alcaline de Timedjelalen; 7. granites alcalins du complexe annulaire de Timedjelalen (voir fig. 20).



Fig. 17. - Carte géologique schématique de la zone Telabit-Tiralrar avec pointé des échantillons JPL357 à 423. Figurés : 1. monzogranite porphyroïde des Iforas; 2. monzogranite fin d'Aoukenek; 3. faisceau de filons E-W de Telabit; 4. granite alcalin hypersolvus de Tahrmert; 5. filons N-S alcalins; 6. plateaux de laves rhyolitiques et ignimbritiques; 6. ring-dykes de syénite alcaline d'Ichoualen.

2. LE MAGMATISME TARDI-TECTONIQUE

Trois massifs ont été étudiés en détail. Ce sont, dans l'ordre selon la chronologie de terrain : la granodiorite d'Adma, le granite porphyroïde des Iforas et le granite fin d'Aoukenek. Un quatrième massif, hors zone, est venu compléter l'ensemble (monzodiorite quartzique de Tin Seyed).

a. La granodiorite d'Adma

Cette granodiorite (fig. 15) présente deux périodes de cristallisation dont seule la première est affectée par la tectonique N-S D2.

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'amphibole. Une enclave a montré de l'orthopyroxène (Caby, comm. pers.). Le quartz et les feldspaths sont fracturés et granulés sur leur bord. Le plagioclase peut même être incurvé. 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; elle se marque également par le remplacement de la première biotite par une autre en grandes plages non cataclasées, du sphène se développant souvent au contact des deux biotites. L'amphibole rétromorphosant le pyroxène pourrait être rattachée 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, les opaques ainsi que l'épidote secondaire.

La cristallisation de ce massif a donc débuté à la fin de la tectonique D2 pour se poursuivre, ou pour reprendre, dans des conditions atectoniques. C'est pour cette raison que la granodiorite d'Adma a été qualifiée de 'tardi-tectonique'. Ceci est confirmé par l'auréole de contact développée dans l'encaissant volcano-sédimentaire (bassin de Taféliant) comportant une première biotite orientée due au métamorphisme régional et une biotite postérieure posttectonique au contact du pluton d'Adma.

b. Le monzogranite porphyroïde des Iforas

Son nom, attaché à celui de la chaîne elle-même, résulte de sa large répartition au sein du batholite (fig. 15, 16, 17). En général peu orienté mais montrant des couloirs de déformation de direction 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'opaque 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 remplies d'épidote. Le plagioclase et la biotite peuvent être pliés.

Comme dans la granodiorite d'Adma, mais moins nettement, se marque une deuxième phase de cristallisation, post-tectonique : 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 monzogranite porphyroïde des Iforas se place donc également à la fin de la tectonique D2 (tardi-tectonique).

Ce granite est le faciès le plus répandu dans le batholite des Iforas. Malheureusement, l'échantilonner valablement est difficile en raison de la grande taille de ses cristaux et de sa présentation habituellement altérée. Les échantillons prélevés proviennent donc de divers endroits du batholite parfois distants les uns des autres de plusieurs dizaines de kilomètres (fig. 15, 16, 17). Comme on le verra plus tard, cette procédure qui vise à recueillir des échantillons de massifs de même nature mais séparés les uns des autres dans une vaste région géographique, pose des problèmes en géochronologie.

c. Le monzogranite fin d'Aoukenek

Ce monzogranite fin est situé au nord du complexe annulaire de Timedjelalen (fig. 17) et est étroitement lié au monzogranite porphyroïde des Iforas. Il s'est mis en place alors que celui-ci n'était pas encore consolidé. On peut effectivement observer des invaginations floues du granite fin dans le granite porphyroïde et des xénocristaux de ce dernier dans le pluton d'Aoukenek non loin du contact.

Les résultats isotopiques montreront que le granite fin ne peut en tout cas pas être considéré comme une phase tardive, enveloppant en bordure le granite porphyroïde; les rapports initiaux sont en effet distincts (0,7035 contre 0,7042-0,7053).

Le monzogranite fin d'Aoukenek comporte des minéraux millimétriques de quartz, de plagioclase (oligoclase), de microcline légèrement perthitique et de biotite chloritisée; comme minéraux accessoires, du sphène, de l'opaque, de l'allanite, de l'apatite et du zircon. Les feldspaths sont 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 des Iforas, a donc très peu subi la tectonique D2.

d. Les monzodiorites quartziques de Tin Seyed

Ces monzodiorites quartziques s'étendent du sud au nord depuis les andésites d'Oumassene jusqu'à l'inselberg de Tin Seyed en trois unités qui se relayent et qui appartiennent probablement au même massif.

Ces monzodiorites quartziques sont nettement envahies par un faciès du monzogranite porphyroïde des Iforas. Aucune relation directe n'a été observée avec une granodiorite similaire à celle d'Adma mais le caractère plus basique de Tin Seyed permettrait de l'envisager, au sein d'une même série magmatique, comme le produit directement antérieur à la granodiorite.

Les roches de Tin Seyed montrent des structures peu ou pas déformées excepté dans des zones étroites et en particulier au bord des plutons. Elles sont composées de plagioclase (andésine), microcline, hornblende verte et biotite; le quartz est peu abondant. Le sphène, l'apatite et les opaques sont bien développés parmi les minéraux accessoires.

3. LE MAGMATISME POST-TECTONIQUE CALCO-ALCALIN

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 E-W de Yenchichi. Le pluton développe des diaclases horizontales caractéristiques et est atteint par la même grande faille que le granite orienté de Yenchichi 1.

a. Les filons E-W

Les filons en faisceaux E-W (Yenchichi, Dohendal, Telabit; fig. 15, 16, 17) représentent le premier terme réellement post-tectonique du batholite des Iforas.

Le faciès le plus répandu que l'on trouve dans les faisceaux Yenchichi et Telabit est un syénogranite porphyrique à phénocristaux de feldspath potassique parfois perthitique, de quartz, de plagioclase zoné (oligoclase) 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.

Par 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 Tahrmert et le complexe annulaire de Timedjelalen (fig. 16, 18), paraît s'incurver vers le sud, à l'est de ce dernier, pour s'orienter parallèlement aux essaims de filons N-S.

b. Le syénogranite de Yenchichi 2

Massif circonscrit non orienté, Yenchichi 2 recoupe le batholite tardi-tectonique mais également le massif pré- ou tardi-tectonique de Yenchichi 1 et le faisceau E-W de Yenchichi (fig. 15).

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 peuvent se développer de la muscovite et de l'épidote secondaires. Quelques filons aplitiques recoupent le massif.

Ce troisième groupe magmatique est donc de volume relativement restreint.

4. LE MAGMATISME POST-TECTONIQUE ALCALIN

a. Le granite alcalin hypersolvus de Tahrmert

Le magmatisme alcalin est bien représenté dans les Iforas (fig. 18). Il débute par le grand massif aux contours irrégulier de granite perthitique à biotite de Tahrmert (fig. 17). Ce pluton est la dernière intrusion à se mettre en place avant que la pénéplanation n'atteigne son niveau d'équilibre.

Ce granite est en général grossier (cristaux centimétriques) et souvent altéré. Il est formé de grands cristaux de microcline perthitique tigré subautomorphe, de quartz xénomorphe en grandes plages, de biotite brune chloritisée et d'une rare amphibole bleue. Les minéraux accessoires sont la fluorine parfois abondante, l'opaque, le sphène et l'apatite. *Son caractère précurseur de la famille alcaline* se traduit par une minéralogie hybride (Ba *et al.*, 1985) : il est alcalin par ses minéraux blancs très comparables à ceux des granites



Fig. 18. - Carte géologique de la province alcaline des Iforas (Ba et al., 1985).

métalumineux des complexes annulaires [quartz arrondis en chapelets, perthites en taches ordonnées : feldspath K (N_{or} = 95) et albite (N_{or} = 1)], ainsi que par ses minéraux accessoires telle la fluorine. Par contre, le caractère très magnésien de l'amphibole (richtérite) et de la biotite le différencie des roches alcalines.

b. Les filons N-S et les laves acides associées

Sur la surface d'érosion quasi-plane post-granite de Tahrmert se sont épanchées des laves rhyolitiques et ignimbritiques qui à l'heure actuelle forment des plateaux fort découpés (Nigritien de Karpoff, 1960). Le basculement des séries de l'ouest du plateau de Tiralrar a permis d'estimer leur épaisseur à plusieurs milliers de mètres (Fabre *et al.*, 1982). Au centre du ring-dyke d'Ichoualen, les laves reposent distinctement sur le granite de Tahrmert érodé. Elles proviennent probablement des gigantesques essaims de filons orientés N-S dont le groupe principal se situe d'ailleurs dans l'alignement du plus grand plateau de laves des Iforas (Tiralrar, fig. 18).

Les filons N-S (fig. 17) sont essentiellement représentés par des microgranites porphyriques et granophyriques et par des microsyénites contenant fréquemment des enclaves basiques. Les phénocristaux comprennent du quartz rhyolitique, du feldspath K perthitique souvent altéré ainsi que des amas de ferromagnésiens en général subordonnés composés essentiellement de biotite chloritisée mais également de clinopyroxène et d'amphibole parfois sodique. La pâte est formée de quartz et de feldspath en petits cristaux isogranulaires, fréquemment en associations symplectitiques, parfois sphérulitiques. Il existe aussi de nombreux filons de rhyolites brunâtres dévitrifiées ou des laves pyromérides. L'échantillonnage a été effectué exclusivement au nord du granite de Tahrmert (fig. 17).

Les laves des plateaux, dévitrifiées et très altérées, ne sont pas étudiés dans ce travail. Elles représentent probablement en volume un des événements importants des Iforas. En effet, dans les reliques molassiques de la chaîne, le matériel provient principalement d'ensembles rhyolitiques qui constituent ces plateaux (Fabre, 1982). Il ne serait donc pas étonnant que l'Adrar des Iforas ait été recouvert par un manteau d'extrusions acides d'épaisseur plurikilométrique, sous lequel se serait mis en place les complexes annulaires, et ait été fortement érodé par la suite. Sept échantillons ont été prélevés dans le petit plateau recoupé par le ring-dyke d'Ichoualen (fig. 17).

c. Les complexes annulaires

L'événement le plus spectaculaire des Iforas est sans conteste l'intrusion des complexes annulaires, qui constituent la dernière activité magmatique des Iforas (en exceptant le volcanisme quaternaire extrêmement localisé). Ces complexes, au nombre d'une quinzaine (fig. 18), comprennent plusieurs individus classiques de grande taille dont deux sont étudiés ici : les massifs de Kidal et de Timedjelalen, aux diamètres compris entre 25 et 30 km.

Le massif de Kidal est sectionné en deux parties très inégales par une faille tardive D4 à rejeu horizontal de 7 km mais également à rejeu vertical (fig. 19). La partie méridionale en demi-lune porte le nom de Adrar Tibeljeljeline, d'où le nom complet parfois employé de 'complexe annulaire de Kidal-Tibeljeljeline'.

Le complexe de Kidal débute par des microsyénites en filons annulaires externes souvent polygonaux qui sont tronqués par un massif central d'une trentaine de km de diamètre et composé d'une douzaine de venues principales (fig. 19). Sa complexité est due à l'existence de plusieurs épisodes d'effondrement dont les centres n'étaient pas superposés ainsi qu'à la profondeur atteinte par le niveau d'érosion qui à l'heure actuelle se situe dans la zone des coupoles. La géologie et la pétrologie du massif de Kidal ont principalement été étudiées par Ba (1982) et Ba *et al.* (1985). L'étude des contacts (bordures figées, miaroles, enclaves, filons) a mis en évidence la succession suivante (Ba *et al.*, 1985) :

1. microsyénite et syénite quartzique à fayalite sporadique, ferroaugite, amphibole et biotite (K1),

2. microgranite à amphibole et biotite (K2),

3. granite grossier **métalumineux** à perthite, rare fayalite, hédenbergite, amphibole et biotite, à **hyperalcalin** comprenant perthite, hedenbergite aegynirique, amphiboles calcosodiques et sodiques ainsi que de l'aenigmatite sporadique (K3). Il est suivi par un microgranite hyperalcalin (K3'),



Fig. 19. - Carte géologique des complexes annulaires de Kidal-Tibeljeljeline, de Djounhane et d'Akkise. Pour la signification de K1 à K12, voir texte. A1 = K2; A2 = K8; A3 = A2 mais microgrenu; D1 = K3; D2 = K7; D3 = K8 (Ba *et al.*, 1985).

4. microgranite métalumineux à feldspath K, hédenbergite, amphibole, biotite ainsi qu'à deux feldspaths, amphibole et biotite (K4),

5. granite fin à perthite, biotite, chlorite et amphibole sporadique (K5) suivi par un granite moyen à perthite, amphibole, biotite et fayalite rare (K5'),

- 6. granite fin à perthite, plagioclase, amphibole et biotite (K6),
- 7. granite grossier à fin, à perthite, oligoclase, amphibole et biotite (K7),
- 8. granite fin à perthite, oligoclase, biotite et chlorite (K8),
- 9. microgranite à perthite, oligoclase, biotite et chlorite (K9),

10. granite moyen **métalumineux** à fayalite, hédenbergite, hédenbergite aegynirique, ferrorichtérite, arfvedsonite et biotite à **hyperalcalin** à aegyrine, arfvedsonite, astrophyllite (K10),

11. granite grossier à perthite, amphibole et biotite (K11),

12. granite fin à microcline, albite, aegyrine, amphiboles calco-sodiques ainsi qu'à microcline, albite et arfvedsonite (K12).

La description détaillée de la minéralogie et du processus de mise en place successive des différents anneaux a été décrite par Ba *et al.* (1985). Cependant on peut souligner que :

- ces roches, en grande majorité granitiques, appartiennent à deux lignées acides, *l'une hyperalcaline et l'autre alumineuse.* La première comprend les syénites du ring-dyke et se caractérise par des séries réactionnelles étendues dans les ferromagnésiens et une fin d'évolution sodique. Cette lignée comporte deux pôles, avec tous les intermédiaires : l'un

plutôt métalumineux hypersolvus avec la série réactionnelle fayalite - hédenbergiteamphiboles calcosodiques - biotite - et l'autre franchement hyperalcalin avec la succession aegyrine - amphiboles sodiques (+ éventuellement aenigmatite, astrophyllite et biotite). La seconde lignée, alumineuse, est plus homogène et comporte deux types de granites : a) hypersolvus perthitique à amphiboles calciques donnant de la biotite puis de la chlorite (avec éventuellement un peu de fayalite); b) subsolvus à feldspath K rose et oligoclase acide blanc avec de l'amphibole calcique, de la biotite et de la chlorite.

- Quoique ces deux lignées aient une évolution minéralogique et géochimique bien distinctes, dans les deux cas, l'évolution magmatique est d'abord contrôlée par des phases minérales soustraites puis par des phénomènes d'altération deutérique.
- La lignée hyperalcaline encadre dans le temps la lignée alumineuse.
- Remarquons que si les amphiboles calciques, contemporaines des perthites, sont vraisemblablement magmatiques et ont joué un rôle dans l'évolution des magmas, les amphiboles sodiques sont tout-à-fait tardives et ne reflètent que la composition finale du liquide. Les mêmes remarques peuvent être faites pour les pyroxènes, qui sont toujours monocliniques.
- Dans la lignée hyperalcaline, les micas sont peu fréquents et toujours tardifs. Il s'agit de biotite-annite dans les roches métalumineuses et de lépidomélane et d'annite ferrifère dans les roches hyperalcalines.
- La lignée alumineuse ne comprend que des granites hololeucocrates (colorés 7%) et riches en quartz (Q/Q+F compris entre 21 et 37%). Cette lignée peut êtresubdivisée en microgranites (K2, K4, K6), en granites hypersolvus (K5, K5', K11) et en granites subsolvus (K6, K7, K8) dont la très grande abondance est caractéristique des Iforas.
- Contrairement à la lignée hyperalcaline, les micas sont abondants dans la lignée alumineuse. Ce sont des biotites ferrifères et du stilpnomélane tardif.
- Le dernier granite K12 comprend une zone minéralisée en thorium contenu principalement dans de la thorianite en inclusion dans du zircon métamicte. Ces minéralisations sont localisées dans des poches pegmatitiques du toit du granite K12 et constituées jusqu'à 40% de zircons métamictes à inclusions de thorianite.

Le complexe annulaire de Timedjelalen, aux paysages ensablés magnifiques, possède une structure nettement plus simple avec six venues principales concentriques emboîtées. Il est de grande dimension (32 x 22 km, fig. 20). La succession centripète suivante a été définie sur le terrain :

- 1. microgranite à phénocristaux de perthite malgachitique et de quartz (T1),
- 2. granite moyen à perthite, augite aegyrinique, amphiboles calco-sodiques et biotite (T2),
- 3. granite grossier à perthite, augite aegyrinique, amphiboles calco-sodiques et sodiques (T3),
- 4. granite hétérogranulaire à perthite, oligoclase, amphiboles et biotite (T4),
- 5. granite fin à perthite, oligoclase et biotite (T5),
- 6. granite moyen et fin à aegyrine et arfvedsonite (T6).

La description pétrographique détaillée des différents faciès a été réalisée par Ba *et al.* (1985).

Comme dans le massif de Kidal, les deux lignées hyperalcaline et alumineuse se sont développées, la première bien représentée (T1, T2, T3, T6) et encadrant la deuxième (T4, T5). A quelques différences près dans la minéralogie, les mêmes remarques que pour Kidal peuvent être faites. Jusqu'à ce jour, aucune minéralisation n'a été observée dans le complexe annulaire de Timedjelalen.



Fig. 20. - Carte géologique du complexe annulaire de Timedjelalen. Pour la signification de T1 à T6, voir texte (Ba *et al.*, 1985).

En conclusion, le groupe post-tectonique II alcalin des Iforas développe toutes les caractéristiques pétrologiques typiques des provinces alcalines anorogéniques sursaturées.

Quelques particularités peuvent être relevées quand on le compare aux classiques 'Younger Granites' du Nigéria (Jacobson *et al.*, 1958; Bowden et Turner, 1974) et du Niger (Black, 1963; Black *et al.*, 1967) :

- 1. le volcanisme contemporain du magmatisme alcalin des Iforas est fissural et les complexes annulaires ne semblent pas avoir joué le rôle de volcans centraux;
- 2. les roches basiques et ultrabasiques telles que gabbros et anorthosites sont absentes excepté quelques rares filons de microgabbros. Remarquons que, d'après la géophysique (Ly *et al.*, 1984), il en existe peut-être en profondeur;
- 3. les minéralisations à caractère économique sont absentes;
- 4. parmi les granites métalumineux, les variétés subsolvus prédominent.

B. LE BATHOLITE DES IFORAS : CENT MILLIONS D'ANNEES D'ACTIVITE MAGMATIQUE

Comme les chapitres précédents l'ont montré, le batholite des Iforas est un vaste ensemble magmatique très complexe. Au début de ce travail, aucune donnée de caractère géochimique ne permettait de décrire dans le temps les événements qui s'y sont succédé, à l'exception de deux âges sur zircon, sur la granodiorite d'Adma et sur le complexe de Kidal, qui suggéraient une histoire entièrement pan-africaine pour le batholite. Notre première démarche a donc été d'acquérir des données géochronologiques suffisamment abondantes sur différents types de manifestations magmatiques, pour permettre d'en tracer la succession et de définir par là-même la durée que l'on pouvait proposer pour la genèse d'un batholite tel que celui des Iforas.

Les résultats analytiques concernant les isotopes du Sr du batholite sont consignés dans l'annexe 5. Toutes les erreurs sur les âges et les rapports initiaux sont données au niveau de 2σ d'après la méthode de Williamson (1968). Les erreurs relatives sont de 2% sur les rapports ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr et de l'ordre de 0,005 à 0,01% sur les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (voir annexe 5).

1. TRAVAUX ANTERIEURS

Les travaux géochronologiques sur les Iforas ne sont pas légion et sont en partie non publiés. La plupart ont déjà été cités dans les pages qui précèdent. Pour les études effectuées hors du batholite *s.s.* j'y renverrai le lecteur en rappelant qu'elles figurent principalement dans Bertrand et Davison (1981), Bertrand *et al.* (1984a), Caby et Andreoupoulos-Renaud (1983, 1985), Caby *et al.* (1985), Lancelot *et al.* (1983) et Liégeois *et al.* (1983).

Dans le batholite même, très peu de données existent en dehors de cette étude. Il a déjà été question du massif précoce de Teggart daté à 696 Ma (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1985), je n'y reviendrai pas. Deux âges préliminaires Rb-Sr sont donnés par Bertrand et Davison (1981) : la granodiorite de Tadjoudjemet (NE du batholite) considérée comme syn-tectonique (577 \pm 21 Ma, Ri = 0,7072 \pm 0,0003, MSWD = 7,6, 6RT, recalculé) et le granite fin d'Aoukenek qui fournit un âge de 596 \pm 25 Ma après la suppression de l'échantillon 223, qui n'appartient en fait pas à ce pluton (Bertrand, comm. pers.; Ri = 0,7039 \pm 0,0016, MSWD = 0,4, 4RT). La granodiorite d'Adma a été datée par la méthode U-Pb sur zircon à 620 \pm ? Ma (Andreopoulos-Renaud, en prép.). A cela, il faut ajouter un âge U-Pb sur zircon, aux résultats analytiques malheureusement non publiés (Ducrot *et al.*, 1979) sur un granite à hédenbergite (venue K10) du complexe annulaire de Kidal (590 \pm 6 Ma). Seul ce dernier âge est légèrement en contradiction avec ce travail, il en sera question plus loin.

2. LE MAGMATISME PRE-TECTONIQUE

Ce magmatisme a subi après sa cristallisation les effets de la tectoniqué D2 (voir le chapitre précédent). Quoiqu'une réhomogénéisation des rapports⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de ces massifs fût à envisager, la méthode Rb-Sr pouvait être appliquée pour obtenir une estimation des rapports initiaux. En effet, le laps de temps écoulé entre leur mise en place et la tectonique D2 devait être inférieur à 100 Ma d'après les âges U-Pb sur zircon précédemment cités.

Les sills et dykes du bassin de Taféliant se placent sur une isochrone définissant un âge de 630 ± 13 Ma (Ri = $0,70507 \pm 0,00008$, MSWD = 2,2, 10RT, fig. 21). Les roches analysées sont aussi bien basiques qu'acides et sont localisées à la base de la série volcano-sédimentaire de Taféliant, certaines intrudant la tillite. Comme on le verra dans la suite de ce chapitre, le système isotopique Rb-Sr s'est fermé, lors de la collision D2, aux environs de

600-590 Ma. L'âge défini par l'isochrone de Taféliant ne peut donc correspondre à cet événement. Le caractère franchement subvolcanique de ces intrusions, l'horizontalité de la surface d'affleurement, la tectonique en plis largement ouverts et la présence de laves (Fabre, comm. pers.) permettent de considérer ces dykes et sills comme subcontemporains entreeux et des sédiments environnants. La valeur obtenue correspond donc vraisemblablement à la mise en place de ces dykes et sills, c'est-à-dire en fait aux premiers âges de la sédimentation de ce bassin.

Le non-alignement de quatre points peut être attribué à de petites différences entre les rapports initiaux des différents corps subvolcaniques analysés ou à une perturbation variable mais peu importante du système Rb-Sr lors de la tectonique D2.

L'interprétation de la valeur de l'isochrone de Taféliant en tant qu'âge de mise en place peut surprendre alors que ce bassin a été repris dans une tectonique qui a été capable de réhomogénéiser des plutons (Erecher et Ibdeken, voir plus loin). Un fait est que, contrairement à ces plutons, les dykes et sills de Taféliant apparaissent en lame mince comme peu ou pas affectés par une tectonique. L'environnement plastique (grauwackes) dans lequel ils se trouvent pourraient peut-être expliquer le fait qu'ils ont été en général épargnés par la déformation pénétrative.

Bien qu'il n'y ait aucune raison d'imaginer des diachronismes majeurs entre les différentes séries volcano-sédimentaires associées au batholite, il ne serait pas prudent de leur attribuer à toutes le même âge de 630 Ma pour leurs premières phases de sédimentation. Cependant, en tenant compte de l'erreur (± 13 Ma), on peut supposer que cet âge convienne pour toutes ces séries.

Neuf échantillons de la tonalite d'Erecher fournissent une bonne isochrone (MSWD = 1,6, fig. 22) aux caractéristiques suivantes : 600 \pm 13 Ma, Ri = 0,70590 \pm 0,00018. Prétectonique, Erecher est antérieur à la tectonique D2 et donc à 620 Ma, âge des zircons de la granodiorite d'Adma, tardi-tectonique. Ce pluton a donc été réhomogénéisé lors de la tectonique D2. Ceci montre qu'une mylonitisation modérée dans la zone de stabilité de la biotite affectant le plagioclase et déchiquetant les ferromagnésiens peut provoquer une réhomogénéisation complète du système isotopique Rb-Sr, y compris celui des enclaves basiques (JPL 290). La série volcano-sédimentaire dans laquelle Erecher est intrusive n'a pas été étudiée en détail, mais paraît comparable à la Série de Taféliant. L'âge de la mise en place d'Erecher se situerait dans la fourchette 635-620 Ma si les deux bassins sont contemporains. Sinon, l'âge maximum est fourni par le massif du Teggart, daté à 695 Ma. En conséquence. un âge pondéré de 640 Ma a été adopté. Comme le laps de temps séparant la mise en place de ce massif et la tectonique D2 est faible et comme, d'autre part, les rapports Rb/Sr des échantillons analysés sont assez bas, les erreurs sur les calculs de correction seront peu élevées. Avec cet âge, le rapport initial magmatique du pluton d'Erecher se situe vers 0,705 (en considérant le système fermé et un rapport ⁸⁷Rb/86Sr moyen vers 1,0). Sinon, il peut descendre jusqu'à 0,704 à 700 Ma.

Le pluton d'Ibdeken (est du batholite) donne un âge de 613 ± 29 Ma, (Ri = 0,7057 \pm 0,0002, MSWD = 1,6, 7RT, fig. 23). Cette valeur de 613 Ma paraît également suggérer que ce pluton a été réhomogénéisé lors de la tectonique D2; cependant, un âge de mise en place pré-tectonique peut être compris dans les limites d'erreur. Il n'est pas possible de trancher mais, quoi qu'il en soit, ici aussi la valeur du rapport initial constitue une valeur maximale.

Les rapports initiaux lors de leur mise en place des trois ensembles pré-tectoniques étudiés se situent donc vers 0,7050.



Fig. 21. - Isochrone Rb-Sr des dykes et sills intrusifs dans le bassin volcano-sédimentaire de Taféliant. Ces intrusions peuvent être considérées comme quasi-contemporaines de la sédimentation.

Fig. 22. - Isochrone Rb-Sr de la tonalite d'Erecher (groupe 1). Cet âge correspond à la réhomogénéisation de ce système isotopique lors de la collision.

Fig. 23, - Isochrone Rb-Sr de la granodiorite d'Ibdeken (groupe I, est du batholite). Comme pour la tonalite d'Erecher, cet âge correspond vraisemblablement à la réhomogénéisation du système isotopique lors de la collision.

3. LE MAGMATISME TARDI-TECTONIQUE

Les plutons analysés sont, dans la zone étudiée : - la granodiorite d'Adma : 595 ± 24 Ma (Ri = 0,70482 ± 0,00003, 9RT sur 11, MSWD = 0,7, fig. 24);

Deux échantillons particuliers (un échantillon de filon granitique (10 cm d'épaisseur, JPL241) et son encaissant immédiat, JPL242) ont été exclus de l'isochrone, car leur prise en considération augmente considérablement le MSWD. Cela indique que le pluton d'Adma et les filons leucocrates qui le recoupent ne sont pas cogénétiques et que le système Rb-Sr de la granodiorite n'est pas resté fermé au voisinage immédiat des filons. L'exclusion de l'éch. JPL247 (en lieu et place des éch. JPL241 et 242) permettrait également d'obtenir un bon MSWD, mais aucune explication géologique ne supporterait cette façon de faire.

- le monzogranite fin d'Aoukenek :

 591 ± 18 Ma (Ri = 0,7035 \pm 0,0005, 7RT sur 9, MSWD = 0,96, fig. 25);

Deux échantillons (JPL377 et 378) se tiennent clairement au dessus de l'isochrone de ce granite. Ils avaient été prélevés pour évaluer le comportement du chronomètre Rb-Sr dans deux cas bien particuliers : le premier spécimen provient d'une zone de faille tardive, le second constitue l'encaissant d'un faisceau de filon (fig. 17). Dans les deux cas, le système isotopique ⁸⁷Rb - ⁸⁷Sr est nettement affecté.

- le monzogranite porphyroïde des Iforas dont il n'a pas été possible d'obtenir une isochrone (fig. 26).

La cause probable à l'origine de cette dispersion est l'altération importante de ce granite qui n'a autorisé qu'un échantillonnage très dispersé, ce qui n'assure pas un rapport initial ni un âge strictement communs pour tous les échantillons.

Les RiSr de ce granite peuvent néanmoins être évalués entre 0,7042 et 0,7053 en adoptant l'âge de 591 Ma du granite fin d'Aoukenek, qui sur le terrain est manifestement subcontemporain (voir p. 39).

Hors zone, dans le nord du batholite, la méthode Rb-Sr attribue une âge de 581 ± 15 Ma à la monzodiorite quartzique de Tin Seyed (Ri = 0,70533 \pm 0,00014, 11RT, MSWD = 0,9, fig. 27) interprété également comme l'âge de la cristallisation de ce massif.

Compte tenu de ce que, d'après la pétrographie, ces granitoïdes révèlent des caractères tardi-tectoniques, ils fixent une limite jeune pour la tectonique D2. Nous pouvons donc considérer que la tectonique D2 se déroulait vers 620 Ma (âge zircon de la granodiorite d'Adma) et qu'elle s'est achevée dans l'intervalle 600-580 Ma.

Un diachronisme paraît exister entre le sud et nord, plus jeune. Cette dernière idée est à confirmer car, actuellement, les erreurs sur les âges ne permettent pas de la garantir. La tectonique D2, ainsi que la mise en place des magmas de nature semblable, peuvent être diachroniques. Les conceptions des tectoniciens s'expriment actuellement dans le sens de tectonique à intensité hétérogène dans l'espace à un moment donné, cette intensité variant également dans le temps. Autrement dit, une compression à l'échelle d'une chaîne n'implique pas, à un moment donné, une compression en tout point de cette chaîne. Ceci peut expliquer la mise en place de roches magmatiques lors de phases compressives : les magmas peuvent s'intruder dans des zones où les contraintes sont peu importantes et où une distension locale est possible mais être affectés ensuite intensément par la tectonique pendant leur cristallisation.

Ce qui précède signifie, contrairement à la règle de succession magmatique dans une région donnée, que la séquence générale relative monzodiorite quartzique - granodiorite granite porphyroïde - granite fin, n'implique pas qu'une granodiorite d'une région A (par ex. Adma) ait obligatoirement un âge absolu plus jeune qu'une monzodiorite quartzique d'une région B (par ex. Tin Seyed).





Fig. 27. - Isochrone Rb-Sr de la monzodiorite quartzique de Tin Seyed (groupe II, nord du batho-lite).

Fig. 28. - Isochrone Rb-Sr du faisceau de filons E-W de Yenchichi (groupe III, région sud).

Fig. 29. - Isochrone Rb-Sr du syénogranite de Yenchichi 2 (groupe III, région sud).





Fig. 32b. - Agrandissement de la zone à faibles rapports ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr de la figure 32a.

Fig. 33. - Isochrone du granite alcalin hypersolvus de Tahrmert (groupe IV, région centrale).

Fig. 34. - Isochrone de l'essaim de filons N-S du Tiralrar (groupe IV, région centrale).



Fig. 35a. - Isochrone du complexe annulaire de Timedjelalen (groupe IV, région centrale).

Fig. 35b. - Agrandissement de la zone à bas rapports Rb/Sr.

Fig. 36. - Dseudo-isochrone du plateau de laves d'Ichoualen (groupe IV, région centrale).

4. LE MAGMATISME POST-TECTONIQUE CALCO-ALCALIN

De moindre importance en volume, ce groupe comprend des faisceaux serrés de filons orientés E-W et des plutons granitiques circonscrits qui leur sont toujours postérieurs. Ont été sélectionnés, au sud de la zone étudiée, le faisceau de filons de Yenchichi et le massif circonscrit de Yenchichi 2 (fig. 15); au nord, les faisceaux de Dohendal et de Telabit (fig. 16). Ces ensembles sont post-tectoniques et l'échantillonnage a été effectué en dehors des zones faillées D4. Les âges obtenus ne peuvent donc a priori que correspondre à leur mise en place.

Dans le batholite sud, les analyses Rb-Sr ont fourni les résultats suivants :

faisceau de Yenchichi : 565 ± 14 Ma, Ri = 0,7048 ± 0,0005 (7RT, MSWD = 4,6, fig. 28);
pluton de Yenchichi 2 : 577 ± 14 Ma, Ri = 0,7038 ± 0,0010 (7RT, MSWD = 1,6, fig. 29);

Dans le batholite central :

- faisceau de Dohendal : 566 ± 10 Ma, $Ri = 0,70511\pm0,00012$ (7RT, MSWD = 0,7, fig. 30);

- faisceau de Telabit : 544 ± 12 Ma, Ri = 0,70505 \pm 0,00010 (13 RT, MSWD = 4,6, fig. 31).

Ces valeurs sembleraient indiquer un diachronisme de mise en place entre le sud et le centre du batholite; les valeurs des erreurs sur les âges ne permettent cependant pas de l'affirmer. Quant aux rapports initiaux, ils sont toujours bas : les RiSr des filons sont compris ente 0,7048 et 0,7051, le pluton ayant un RiSr un peu plus bas (0,7038).

Dans le sud, le faisceau et le massif de l'oued Yenchichi se sont vraisemblablement mis en place à la même époque, aux alentours de 570 Ma; la composition minéralogique semblable du pluton et de la majorité des filons (syénogranite à biotite) confirme cette conclusion. Remarquons que, dans le massif de Yenchichi 2, bien qu'en lame mince aucune différence de nature minéralogique ne puisse être relevée, les rapports Rb/Sr sont plus bas dans la partie orientale (JPL259, 261, 264) que dans la moitié occidentale (JPL250 à 253). Cette caractéristique peut trouver sa source dans le fait que suite au rejeu vertical de la grande faille D4 qui prend en écharpe le massif, deux zones différentes du pluton sont mises à l'affleurement. Un échantillonnage plus serré serait susceptible de vérifier cette hypothèse.

Deux faisceaux de filons ont un MSWD un peu élevé (4,6 et 7RT pour Yenchichi; 4,6 et 13RT pour Telabit). De petites variations dans les rapports initiaux de chaque filon peuvent aisément expliquer ces valeurs. Si l'on n'oublie pas les erreurs sur les âges, quoiqu'elles soient relativement faibles (±12 et ±10 Ma), on peut aisément expliquer que Telabit fournisse un âge plus jeune que Dohendal, qui est pourtant caractérisé par une affinité plus alcaline.

5. LE MAGMATISME POST-TECTONIQUE ALCALIN

Excepté le granite précoce et hybride de Tahrmert, la famille alcaline des Iforas postdate l'érosion majeure qui a pénéplané le batholite. Karpoff (1960) avait d'ailleurs considéré les roches mises en place ou déposées après la création de cette surface plane comme un nouveau cycle : le «Nigritien». Ce fait, conjugué aux caractères typiquement anorogéniques des complexes annulaires des Iforas, exigeait une datation précise des roches alcalines permettant de définir leurs liens éventuels avec le magmatisme calco-alcalin du batholite.

Dans le batholite sud, seule le complexe annulaire de Kidal a été analysé. Une isochrone de 25RT donne un âge de :

 561 ± 7 Ma, Ri = 0,7061 \pm 0,0007, MSWD = 2,1, fig. 32a et 32b.

Tous les âges déterminés *dans le batholite central* sont plus jeunes : - granite de Tahrmert :

 541 ± 7 Ma, Ri = 0,7061 \pm 0,0004, 12RT, MSWD = 3,7, fig. 33;

- essaim de filons N-S, entre Telabit et Ichoualen :

 543 ± 9 Ma, Ri = 0,7050 \pm 0,0003, 14RT, MSWD = 2,0, fig. 34;

- complexe annulaire de Timedjelalen :

 549 ± 6 Ma, Ri = 0,7052 \pm 0,0005, 21RT, MSWD = 3,0, fig. 35.

Dans les limites d'erreur, ces trois âges sont identiques (vers 545 Ma) et indiquent une succession rapide des événements magmatiques alcalins dans cette région.

Les laves rhyolitiques d'Ichoualen fournissent également une isochrone mais dont les paramètres sont aberrants si on ne tient pas compte des erreurs :

 578 ± 23 Ma, Ri = 0,6977 \pm 0,0077, MSWD = 3,0, fig. 36.

Le rapport initial trop bas indique que l'âge est trop élevé. La dévritification et l'altération importante de ces laves sont probablement à la base de cette perturbation.

L'excellente qualité de l'isochrone des filons N-S (MSWD=2,0 pour 12RT) démontre la simultanéité de mise en place et l'origine commune de ces filons, tout au moins dans la région échantillonnée.

La subcontemporanéité des filons N-S, des laves et des complexes annulaires est attestée par l'enchevêtrement des intrusions de ces trois faciès. La majorité des filons sont antérieurs aux complexes annulaires mais certains leur sont postérieurs comme à Kidal ou à Takellout. L'absence de filons N-S recoupant l'Adrar Timedjelalen confirme son âge radiométrique plus jeune.

Le complexe annulaire de Timedjelalen ainsi que le granite de Tahrmert et les filons NS qui le recoupent, affichent des âges distinctement plus jeunes que celui de Kidal. L'idée d'un diachronisme entre les deux zones, déjà émise à la lecture des résultats des groupes précédents, en est renforcée. La succession des événements post-tectoniques semble s'être précipitée dans le batholite central, puisque toutes les valeurs sont identiques dans les limites d'erreur.

L'existence dans le temps d'une tendance de mise en place ainsi qu'au Nigéria ou au Niger (Van Breemen *et al.*, 1975) ne peut cependant être proposée sur la base des données existantes. Des mesures complémentaires devraient être effectuées sur le massif de Takellout au sud et de Tessalit au nord.

Le complexe annulaire de Kidal pose deux problèmes d'ordre géochronologique :

1) la position sous l'isochrone des échantillons au rapport Rb/Sr élevé (fig. 32a);

2) le désaccord entre l'âge Rb-Sr (561 \pm 7 Ma, isochrone de 25R T) et l'âge U-Pb sur zircon (590 \pm 6 Ma, Ducrot *et al.*, 1979, données non publiées; cinq fractions de zircon). La granodiorite d'Adma, qui possède aussi des âges Rb-Sr et U-Pb (sur zircon) différents, ne pose pas le même problème : 1. compte tenu des limites d'erreurs, les âges sont compatibles; 2. ce pluton s'est mis en place à plus grande profondeur, ce qui rend plus plausible une fermeture plus tardive du système isotopique Rb-Sr par rapport aux zircons.

Le premier cas a déjà été signalé pour le granite de Noqui, au Zaïre (Delhal *et al.*, 1976; Cahen *et al.*, 1976). Une perte en strontium radiogénique, continue ou sporadique, à été proposée. Cette hypothèse est fondée sur le fait que des roches à haut rapport Rb/Sr possèdent peu de sites favorables au Sr. La grande quantité de Sr radiogénique produite par le Rb particulièrement abondant dans ces roches, ne peut se fixer totalement ou en tout cas quitte son site originel à la moindre sollicitation. Le deuxième problème est plus difficile à résoudre. Ce type de complexe annulaire se met en place en moins de 10 Ma (Lameyre *et al.*, 1976). Les deux méthodes ne peuvent donc pas embrasser la durée de mise en place du complexe d'autant que l'échantillon daté par zircon provient d'une des dernières venues (granite à hédenbergite, venue K 10).

L'explication par une fermeture tardive du système Rb-Sr est difficilement acceptable : le caractère subvolcanique du complexe annulaire demanderait un flux géothermique fort élevé et persistant pour maintenir plusieurs centaines de degrés à 3 ou 4 km de profondeur. Même en l'admettant, le massif de Kidal, qui en moyenne possède un rapport ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr de 40, produirait en 20 Ma une quantité telle de Sr radiogénique que son rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr devrait augmenter d'une valeur égale à 0,011 (par exemple de 0,703 à 0,714). D'autre part, les filons N-S, contemporains et de même niveau bathimétrique, se sont fermés très rapidement puisque, séparés les uns des autres et comprenant des roches au rapport ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr variant de 1,5 à 22, ils se trouvent tous sur la même bonne isochrone. L'épisode tectonique D3 n'est pas développé dans la région et la D4, qui affecte nettement le massif de Kidal (fig. 19) n'a qu'un effet très localisé. Aucun événement postérieur à la cristallisation du massif susceptible de le réhomogénéiser entièrement n'existe donc.

Il n'apparaît donc pas d'explication pour un âge trop jeune de 30 Ma pour l'isochrone Rb-Sr, qui rappelons-le est une isochrone de 25RT de bonne qualité. Il faut donc se pencher sur l'autre terme de l'alternative : l'âge zircon est trop vieux. Deux possibilités peuvent être proposées, toutes deux basées sur le fait que les zircons de l'éch. B145 sont gros et fortement métamictes (Black et Caby, comm. pers.) :

a) les zircons sont hérités et fournissent donc l'âge du matériel assimilé, qui correspond probablement, vu la valeur de l'âge, au batholite calco-alcalin tardi-tectonique;

b) l'existence d'une perte préférentielle d'uranium lors de la minéralisation thorifère tardive, même par rapport au Pb radiogénique. Ce dernier point, il est vrai, est spéculatif et requiert un environnement très particulier; cependant, une minéralisation en Th à matrice de zircons n'en requiert-elle pas ?

Une autre difficulité à admettre l'âge U-Pb sur zircon comme âge de cristallisation du massif est sa contemporanéité avec celui de la fermeture du système Rb-Sr des magmas tardi-tectoniques (vers 590 Ma). Cela impliquerait le téléscopage de tous les événements post-tectoniques, y compris la deuxième phase de cristallisation des magmas syntectoniques et la pénéplanation de la chaîne. De même, cet âge U-Pb indiquerait que les âges du faisceau et du pluton de l'oued Yenchichi sont trop jeunes.

Pour toutes ces raisons, l'âge Rb-Sr de 561 \pm 7 Ma sera considéré dans ce travail comme l'âge de la cristallisation du massif de Kidal.

6. LE CAS PARTICULIER DE YENCHICHI 1

Le massif granitique de Yenchichi 1, fortement affecté par la tectonique D4 dans la zone échantillonnée, fournit un âge relativement jeune : 544 ± 16 Ma, Ri = 0,7063 \pm 0,0005 (MSWD = 1,6, 9RT, fig. 37). Cette valeur ne peut correspondre qu'à une réhomogénéisation lors de la tectonique D4 : Yenchichi est clairement affecté par la phase D2 (pré-ou syntectonique) et recoupé par le massif circonscrit de Yenchichi 2. La tectonique D3 n'est pas présente dans la région; par contre, une faille importante D4 le recoupe nettement sur les photos radar (voir chapitre pétrographie).



Fig. 37. - Isochrone du granite . mylonitique de Yenchichi (groupe I?). Cet âge correspond probablement à la phase tectonique D4.

57

(R)Yenchichi l granite	S	544+16Ma	(0,7063+5)	(tectonique D4)
(m) min the state of the state	•	C10.01	(0.705).5)	
(1)Timedjelalen ring-complex	C	549 <u>+</u> 6Ma	(0,7051+5)	B. CONTINUE TON
(I)Kidal ring-complex Laves	S	561 <u>+</u> 7Ma	(0,7061+7)	FAIBLE
(I)N-S filons	С	543 <u>+</u> 9Ma	(0,7050 <u>+</u> 3)	
(I)Tahrmert granite alcalin	С	541 <u>+</u> 7Ma	(0,7061+4)	
(I)Yenchichi 2 syénogranite	s	577 <u>+</u> 14Ma	(0,7038+10)	
(I)E-W filons:				
-Telabit	С	544+12Ma	(0,70505+10)	REMONTEE
-Dohendal	С	556+10Ma	(0,70511+12)	DU BATI
-Yenchichi	S	565 <u>+</u> 14Ma	(0,7048+5)	
(FC)Aoukenek monzogranite	с	591 <u>+</u> 18Ma	(0,7035+5)	
(FC)Iforas monzogranite	С	-	(0,7042 à 0,7053)	
(FC)Adma granodiorite	S	595+24Ma	(0,70482+26)	COLLISION
(FC)Tin Seyed Q-monzodiorite	N	581+15Ma	(0,70530+14)	(tectonique D2)
(R) Erecher tonalite	S	600+13Ma	(0,70590+8)	
(R) Ibdeken granodiorite	S	613+29Ma	(0,7057+2)	
(DC)Adma granodiorite	S	620+8-5Ma	(Andreopoulos-Renaud, in	prep.)
(I)Yenchichi l granite	S		(<0,704)	
(I)Erecher tonalite	S		(<0,705)	SUBDUCTION
(I)Ibdeken granodiorite	S		(<0,705)	
(I)Tafeliant sills et filons	S	630 <u>+</u> 13Ma	(0,70507 <u>+</u> 8)	
(I)Teggart Q-diorite	S	696 ⁺⁸ Ma -3	(Caby & Andreopoulos-Renaud, 1985)	
(I)Intrusions pré-Dl	K	?		(cecconique bi)

(R) = réhomogénéisation
(FC)= fin de cristallisation
(DC)= début de cristallisation
(I) = intrusion
L'ordre chronologique de ce tableau est basé sur les relations de terrain.
N= partie nord du batholite; C= partie centrale; S= partie sud.
K= Assemblage Kidalien (juste à l'est du batholite).

Cet âge est englobé dans ceux du groupe alcalin. Cette simultanéité du magmatisme alcalin et de la tectonique D4 est confirmée par la grande faille D4 qui affecte les massifs de Kidal et de Takellout mais non celui de Timedjelalen (fig. 9). L'isochrone montre également la capacité de réhomogénéisation du chronomètre ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr lors d'une mylonitisation de relativement haut niveau mais intense.

7. CONCLUSIONS

Les résultats géochronologiques obtenus dans ce travail sont rassemblés dans le tableau 2, avec leur interprétation.

Nous pouvons cependant ajouter que :

- 1. Les plutons pré-tectoniques (tonalite d'Erecher, diorite quartzique-granodiorite d'Ibdeken) ont été réhomogénéisés lors de la tectonique D2. Leur âge de cristallisation est vraisemblablement post-630 Ma (âge du bassin volcano-sédimentaire de Taféliant) et certainement post-700 Ma (âge du massif de Teggart, qui est antérieur aux bassins volcano-sédimentaires; Caby et Andreopoulos-Renaud, 1985). Leur rapport initial magmatique a été estimé vers 0,7050.
- 2. Dans la région Adma-Aoukenek, les premiers termes des granitoïdes tardi-tectoniques (granodiorite d'Adma) ont commencé à cristalliser vers 620 Ma (âge U-Pb sur zircon; Andreopoulos-Renaud, en prép.), ce qui correspond à la première phase de cristallisation; les systèmes isotopiques Rb-Sr (granodiorite d'Adma, monzogranite porphyroïde des Iforas, monzogranite fin d'Aoukenek) se sont fermés vers 595-590 Ma en conditions post-tectoniques, pendant, ou juste après, la deuxième phase de cristallisation. Dans le nord du batholite, la monzodiorite quartzique de Tin Seyed, précoce dans l'évolution géochimique, fournit un âge plus jeune (581 Ma) suggérant un diachronisme dans la mise en place de la séquence monzodiorite quartzique granodiorite monzogranite porphyroïde monzogranite fin, entre le sud et le nord du batholite. Les rapports initiaux ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont compris dans l'intervalle 0,7035 0,7053.
- 3. Les magmas post-tectoniques appartiennent au même cycle, y compris les manifestations alcalines à caractères anorogéniques. Ils confirment l'existence d'un diachronisme mais dont la géométrie est différente de celle exprimée par les groupes calco-alcalins. Au sud, dans la région de Kidal, les magmas post-tectoniques se mettent en place entre 575 et 560 Ma; au centre, aux environs de l'Adrar Timedjelalen, entre 550 et 540 Ma. L'existence d'une tendance régulière dans le cas des Iforas ne peut être affirmée sur la base des données existantes. De toutes manières, ces âges indiquent que le groupe alcalin se situe dans la même zone temporelle que le magmatisme calcoalcalin et doit être inclus dans le batholite des Iforas. Les liens génétiques pouvant découler de cette similitude d'âge entre les manifestations calco-alcalines et alcalines sont abordés et déterminés dans les chapitres suivants par la géochimie et la géochimie isotopique.
- 4. Ces âges démontrent également une surrection assez rapide de la chaîne : la majeure partie des magmas alcalins se sont intrudés après la pénéplanation du batholite et toutes les intrusions post-tectoniques à l'affleurement sont de haut niveau bathimétrique.

Ces âges suggèrent l'arasement de la chaîne en 25 à 40 Ma, ce qui est peu en comparaison des 50 Ma habituellement acceptés (Taylor, 1967). Cette surface d'érosion a dû correspondre à l'équilibre isostatique complet car elle se confond avec la surface actuelle et, à quelques centaines de mètres près avec celle qui a précédé la transgression ordovicienne (actuellement vers la cote 900 m; Karpoff, 1960;
cette dernière a dû correspondre à un niveau d'équilibre légèrement différent). L'érosion qui a conduit à cette pénéplaine pré-ordovicienne a essentiellement entamé les coulées rhyolitiques et ignimbritiques alcalines, qui ont dû recouvrir l'ensemble des Iforas d'un manteau volcanique plurikilométrique. Cette caractéristique est attestée par la profondeur de mise en place des complexes annulaires qui nécessitent 3 à 5 km de matériel surincombant et par la nature principalement rhyolitique des molasses tardives (Fabre et al., 1982).

La tectonique D4 est datée à 544 ± 16 Ma par le granite mylonitique de Yenchichi
La tectonique D3 n'a pas été décelée dans la région étudiée. Elle paraît se confiner aux abords des granulites, plus à l'est.

Le batholite composite des Iforas témoigne d'une activité magmatique continue d'au moins 100 Ma (640-540 Ma). En l'interprétant dans le cadre du modèle de tectonique globale défini par Black et al. (1979) et en faisant coïncider la collision avec la tectonique D2, on peut déduire que :

- le magmatisme pré-tectonique représente la cordillère (= chaîne de montagne linéaire à l'aplomb d'une zone de subduction sous-continentale; Dewcy et Bird, 1970);
- le magmatisme syn-collision (groupe tardi-tectonique) est très abondant; il n'a pas les caractères crustaux des leucogranites himalayens (Vidal et al., 1982). Ce sont des granitoïdes calco-alcalins aux rapports relativement bas (0,7035-0,7053);
- ce magmatisme persiste près de 40 Ma après la fin de la collision et se manifeste par le groupe post-tectonique calco-alcalin, toujours aux RiSr bas (0,7038-0,7051);
- le phénomène de collision est suivi de très près (quelques dizaines de millions d'années, ou même moins) par une production importante de magmas alcalins également d'origine profonde (RiSr de 0,7050 à 0,7061), sur le site même du batholite calco-alcalin.

C. DEFINITIONS DES LIGNEES GEOCHIMIQUES

Les quatre groupes magmatiques ont été définis dans leur succession par rapport aux processus tectoniques qui ont affecté le batholite des Iforas. Cette succession a été établie dans les chapitres précédents sur base de leurs caractères structuraux et minéralogiques (tab. 1) et confirmé par la géochronologie (tab. 2). Ces groupes s'individualisent les uns des autres également sur le plan géochimique, par exemple dans le diagramme SiO2 versus K2O (fig. 38) où ils définissent des séquences propres qui peuvent être résumées comme suit :

- 1. groupe I pré-tectonique : séquence calco-alcaline pauvre en K2O;
- 2. groupe II tardi-tectonique : séquence calco-alcaline riche en K2O;
- 3. groupe III post-tectonique : séquence calco-alcaline riche en K2O avec affinités alcalines;
- 4. groupe IV post-tectonique : séquence alcaline.

Aucun cumulat n'a été observé dans la zone du batholite des Iforas; les concentrations en éléments de transition analysés (Co, Cr, Cu, Sc,...) ainsi que MgO sont toujours faibles. Cela conduit à considérer les roches analysées, à l'exception de quelques enclaves, comme des liquides. Cette présomption sera vérifiée par la suite.

Rappelons que *le groupe I pré-tectonique* est représenté par le pluton d'Erecher, essentiellement tonalitique. Il comporte cependant au SE une zone plus granitique (échantillons JPL278, 279, 280, 282). L'ensemble est repris sous le vocable 'tonalite d'Erecher'.



Fig. 38. - Diagramme SiO2 versus K2O pour les plutons du batholite de la région étudiée. Figurés : 1. groupe I calco-alcalin pré-tectonique (tonalite d'Erecher); 2. groupe II calco-alcalin tardi-tectonique (monzodiorite quartzique de Tin Seyed, granodiorite d'Adma, monzogranite porphyroïde des Iforas, monzogranite fin d'Aoukenek); 3. groupe III calco-alcalin post-tectonique (faisceaux de filons E-W, syénogranite de Yenchichi 2); 4. groupe IV alcalin post-tectonique (granite alcalin de Tahrmert, filons N-S, complexes annulaires de Kidal et de Timedjelalen). Les limites des différents champs magmatiques sont de Peccerillo et Taylor (1976).



Fig. 39. - Indice de Peacock (log CaO/Na2O +K2O) en fonction de SiO2 (Brown, 1961). Les liquides magmatiques cogénétiques doivent théoriquement s'aligner. L'intersection de cette tendance avec l'axe Y=O fournit le caractère du groupe magmatique : ALC = alcalin; ALC-CALC = alcali-calcique; CALC-ALC = calco-alcalin; CALC = calcique. Les échantillons à teneurs en SiO2 >70% tendent à dévier de l'alignement défini par les roches plus basiques (voir texte). 39a. - groupe I pré-tectonique; 39b. - groupe II post-tectonique; 39c. - groupe III post-tectonique; 39d. - groupe IV alcalin. Ce dernier groupe, de par son caractère fort acide, ne définit pas d'intersection fiable.



Ces tonalites ne peuvent être considérées comme des trondhjemites car trop mélanocrates (trondhjemite = leucotonalite; Barker, 1979). Ce fait se traduit par une somme FeO*+MgO (FeO* = Fe total exprimé sous la forme FeO) vers 4% pour Erecher contre 3,4% maximum pour les trondhjemites (Arth, 1979; Barker, 1979). La tonalite d'Erecher pourrait faire partie d'une suite trondhjemite-tonalite mais, jusqu'à ce jour, aucune trondhjemite vraie n'a été signalée dans le batholite des Iforas.

Le groupe II tardi-tectonique comprend trois faciès : la granodiorite d'Adma, le granite porphyroïde des Iforas et le granite fin d'Aoukenek. Bien que non stictement cogénétiques, puisqu'ils possèdent des rapports initiaux du Sr différents (de 0,7035 à 0,7050), ils forment en général, pour la géochimie, une tendance pouvant être considérée comme unique.

Le groupe III post-tectonique est représenté par des plutons granitiques circulaires et des faisceaux de filons E-W en grande majorité acides. Seul le faisceau de Telabit contient des filons plus basiques et sera donc le système-étalon de ce groupe.

Le groupe IV post-tectonique, est nettement alcalin par sa minéralogie et comprend 95% de roches à teneur en SiO₂ > 70%. Il est représenté par les filons N-S et par les complexes annulaires de Kidal et de Timedjelalen.

Les différents groupes répérés apparaissent dans le diagramme de Brown (1961) faisant intervenir l'indice de Peacock (Peacock, 1931; fig. 39a,b,c,d). le groupe I intersecte la droite y=0 dans le domaine 'calcique', le groupe II dans le domaine 'calco-alcalin' et le groupe III dans le domaine 'alcali-calcique'.

Dans ces trois groupes, à partir de \pm 70% SiO2, les roches ne se situent plus sur les droites définies par les roches plus basiques. Pour cette raison, les roches acides du groupe IV ne peuvent définir une intersection significative. Ce phénomène s'explique par la nature même de la méthode de Peacock (1931) : cette classification est basée sur la connaissance de la teneur en SiO2 pour laquelle CaO= K2O + Na2O (coefficient alkali-lime). Or, une roche est dénomée «alcaline» si ce coefficient est < 51. Faire une extrapolation à partir de roches acides est donc pour le moins hasardeux. Peacock (1931) ne s'est d'ailleurs basé que sur des roches alcalines pauvres en SiO2 (sans quartz).

L'appartenance au magmatisme calco-alcalin, et non tholéiitique, des deux premiers groupes est confirmée par les diagrammes discriminants de Miyashiro (1974) opposant FeO*/MgO à SiO2 et à FeO* (fig. 40 et 41). Le groupe I présente néanmoins une affinité tholéiitique.

Dans le diagramme AFM (fig. 42), les échantillons de la tonalite d'Erecher détermine un bon alignement, relativement éloigné du pôle MgO. L'appartenance à une même lignée des termes tonalitiques et granitiques de ce pluton apparaît dans ce diagramme ainsi que dans d'autres (i.e. fig. 38) ainsi que surtout sur l'isochrone du massif (fig. 22). La tendance définie par Erecher s'apparente aux marges actives océaniques riches en K2O ou continentales pauvres en K2O (fig. 43). Ce massif apparaît comme un intermédiaire entre les deux types de marges. Le massif d'Ibdeken, qui appartiendrait aussi à la cordillère, est situé sur l'autre bord du batholite et est plus riche en K2O. Quoiqu'une étude détaillée sur ce pluton soit nécessaire, une relation K-h (=potassium-profondeur de la plaque subductée, Dickinson, 1975; Arculus et Johnson, 1978) pourrait être envisagée.

La tendance unique définie par le groupe II est particulièrement bien visible dans le triangle AFM (fig. 44) ainsi que dans le diagramme SiO2*versus* K2O (fig. 38). Ce groupe sera donc traité en tant qu'unité. La tendance de ce groupe II se range clairement dans les séries des marges continentales actives du type de l'ouest des USA (fig. 43).

Dans le diagramme AFM (fig. 45), le groupe III définit une tendance superposable à celle du groupe II. Les éléments majeurs de ces deux groupes sont en fait fort similaires bien que le groupe III possède une affinité alcaline plus prononcée (i.e. fig. 38), et cela dès les



Fig. 40. - Diagramme discriminant FeO*/MgO versus SiO2 (Miyashiro, 1974) pour la tonalite d'Erecher et la granodiorite d'Adnia. FeO* = Fer total exprimé sous la forme FeO.



Fe0•

Fig. 41. - Diagramme discriminant FeO*/MgO versus FeO* (Miyashiro, 1974).



Fig. 42. - Diagramme AFM ($\Lambda = Na_2O + K_2O$, $F = Fe_2O_3 + FeO$, M = MgO) pour le groupe l pré-tectonique (Erecher). Figurés : Cercle = tonalites, cercles barrés = termes granitiques du pluton.



Fig. 43, - Diagramme schématique SiO2 *versus* K2O comparant le groupe I pré-tectonique (A) et II tarditectonique (B) à des séries de références :

1. Ouest des USA, zone orientale; 2. Ouest des USA, zone occidentale; 3. Pacifique nord-oriental (Cascades-Aléoutiennes); 4. Pacifique nord-occidental (Kamchatka, Mariannes); 5. Kourilles centrales. Tendances 1 à 4 proviennent de Ewart (1979), 5. de Miyashiro (1974). Pour plus de précisions sur ces régions, voir ces références.



Fig. 44. - Diagramme AFM (voir fig. 42) pour le groupe II tardi-tectonique. Figurés : point : granodiorite d'Adma; point barré obliquement : granite porphyroïde des Iforas; point barré horizontalement : granite fin d'Aoukenek.



Fig. 45. - Diagamme AFM (voir fig. 42) pour le groupe III post-tectonique calco-alcalin représenté par les trois faisceaux de filons E-W de Yenchichi, Dohendal et Telabit.



Fig. 46. - Diagramme Rb *versus* Sr des différentes venues du complexe annulaire de Kidal (46a) et de Timedjelalen (46b) montrant que, malgré des teneurs en silice peu variables, les différentes venues s'individualisent nettement et peuvent montrer des variations importantes en Rb ou en Sr.



Fig. 47. – Diagramme SiO2 versus indice d'agpaïcité (Na2O + K2O/Al2O) en valeurs moléculaires) pour les quatre groupes du batholite des Iforas. La limite groupe calco-alcalins - groupe alcalin se situe vers 0,88 dans le cas des Iforas. Figurés : 1. Groupe I pré-tectonique; 2. groupe II tardi-tectonique; 3. groupe III post-tectonique; 4. filons N-S du groupe IV post-tectonique alcalin; 5. complexes annulaires du groupe IV post-tectonique alcalin.



Fig. 48. - Diagramme Rb versus K2O. M'T = tendance principale, PH = tendance pegmatitique-hydrothermale (Shaw, 1968). Mêmes figurés que sur la figure 47.

roches les plus basiques (54% SiO₂). Certaines des roches acides de ce groupe ont des teneurs en K₂O égales à celles du groupe IV alcalin. Ce qui les distingue nettement sont les teneurs de l'autre alcali, Na₂O, plus élevées dans les roches alcalines (annexe 2).

La complexité de la minéralogie du groupe IV alcalin requérerait une étude détaillée; les éléments en traces montrent en effet une variabilité importante probablement due à la minéralogie accessoire abondante et variée; les processus hydrothermaux, essentiels dans l'étude des complexes annulaires, devraient être étudiés avec minutie.

En fait, le magmatisme alcalin des Iforas devrait être détaillé; il peut difficilément être étudié en bloc. Par exemple, dans le diagramme Rb versus Sr (fig. 44a,b) pour les complexes annulaires de Kidal et de Timedjelalen, quelques observations génératrices de questions peuvent être faites : bien que cogénétiques, les différentes venues sont caractérisées par des concentrations propres en Rb et Sr, indépendamment des teneurs en silice (72-77%, pour la plupart des échantillons); les venues hyperalcalines sont moins riches en Sr (-30 ppm) que les ensembles métalumineux; l'albitisation, tardive dans les deux complexes (K12 et T6) a fortement enrichi en Rb la venue T6 mais non la K12; une même venue peut posséder des teneurs en Sr très variables pour des teneurs en Rb assez constantes (venue T4). Il est évident que, ne fût-ce que pour résoudre ces problèmes, seule une étude détaillée de chaque venue aussi bien du point de vue minéralogique que géochimique ou isotopique serait adéquate, et ce type d'étude sort du cadre du présent travail.

La géochimie du groupe alcalin servira ici de point de repère, de point d'aboutissement de l'évolution magmatique du batholite et permettra de comprendre la géochimie du groupe III, qui représente la transition du magmatisme calco-alcalin à l'alcalin.

Quelques diagrammes illustrent bien les relations entre les quatre groupes.

Le diagramme opposant SiO₂ à l'indice d'agpaïcité (IA, fig. 47), qui mesure le degré de saturation des alcalins dans les feldspaths - au delà de 1 des amphiboles et pyroxènes sodiques peuvent apparaître - montre que la limite des groupes calco-alcalins et alcalin se situe vers un IA = 0,88. Seul le groupe alcalin ne montre pas une augmentation de l'IA avec SiO₂, le rapport alcalis/alumine étant elevé dès 65% de silice. Le groupe III présente une tendance similaire au groupe II mais légèrement enrichie en alcalis. Il possède également quelques membres parmi les roches alcalines.

Dans le diagramme Rb *versus* K₂O (fig. 48), le groupe I pré-tectonique définit une lignée subparallèle à la tendance principale (MT) définie par Shaw (1968) mais avec des rapports K₂O/Rb plus élevés, ce qui reflète peut-être une certaine affinité tholéiitique. Les deux autres groupes calco-alcalins se situent également dans une zone à haut rapports K₂O/Rb mais essentiellement dans la tendance principale. Quant à la famille alcaline, elle se caractérise par des teneurs constantes en K₂O quelles que soient les teneurs en Rb. Cette observation a également été relevée par Vidal *et al.* (1979) pour les complexes annulaires saturés de l'archipel des Kerguelen et par Bonin *et al.* (1978) pour les complexes annulaires de Corse, également subséquents à une collision. Vers la droite du diagramme, certains échantillons, représentant surtout la dernière venue hyperalcaline du complexe annulaire de Timedjelalen, suivent la tendance 'pegmatitique-hydrothermale' (PH, Shaw, 1968). Ils indiqueraient un réajustement post-magmatique en réponse à des fluides hydrothermaux (Bonin *et al.*, 1978; Vidal *et al.*, 1979).

Le diagramme SiO₂ versus Zr (fig. 49) permet de visualiser les teneurs très enrichies et variables d'éléments tel que le zirconium dans le groupe alcalin, comportements habituels des éléments hygromagmatophiles dans les roches alcalines (O'Halloran, 1985). Ces valeurs, apparemment anarchiques, reflètent probablement la répartition hétérogène de la minéralogie accessoire, elle-même conséquence de l'introduction de fluides tardi-magmatiques intenses dans ces roches alcalines. La décroissance du Zr montrée par les groupes calco-alcalins au delà de 70% SiO₂ peut s'expliquer, comme on le verra plus tard, par la cristallisation du zircon (voir chap. B.2).



Fig. 49. - Diagramme SiO2 versus Zr. Comparaison des tendances régulières des groupes calco-alcalins avec les concentrations très variables en Zr pour une même teneur en silice du groupe alcalin (voir texte). Mêmes figurés que sur la fig. 47.



Fig. 50. - Diagramme discriminant Yb- Ta versus Rb (Pearce *et al.*, 1985). SynCOLG = granitoïdes syn-collision, VAG = granitoïdes des arcs volcaniques, ORG = granitoïdes des rides océaniques, WPG = granitoïdes intra-plaques. Figurés : 1. groupe I pré-tectonique; 2. groupe II tardi-tectonique; 3. groupe III post-tectonique; 4. granite alcalin précoce de Tahrmert (groupe IV);

5. reste du groupe IV alcalin.



Fig. 51. - Diagramme SiO2 versus Cu pour les quatre groupes du batholite des lforas.

Iforas



Fig. 52. - Diagramme SiO2 versus Co pour les quatre groupes du batholite des Iforas.

72

Co ppm



Fig. 53. - Diagramme SiO2 versus Sc pour les quatre groupes du batholite des Iforas.

Le diagramme discriminant Rb *versus* Yb + Ta (fig. 50) récemment introduit par Pearce *et al.* (1985) montre que le groupe pré-tectonique se situe dans le champ des granites des arcs volcaniques (VAG = subduction) et que le groupe tardi-tectonique est localisé près de la limite des VAG et des granites syn-collision (syn-COLG).

Ce qui pourrait indiquer que la collision dans les Iforas ne répond pas entièrement aux critères géochimiques des collisions classiques violentes (type Himalaya) mais répondrait plutôt à une position intermédiaire entre arc et collision. L'absence de redoublement crustal dans le batholite peut être mis en parallèle.

Le groupe alcalin se situe dans l'aire intra-plaque (WPG) et le groupe III, antérieur et aux caractères hybrides, se situe, ainsi que le granite alcalin précoce de Tahrmert entre les groupes II et IV.

La lecture de ce diagramme indique que les différences entre environnements relevés par Pearce *et al.* (1985) paraissent se marquer dans les Iforas mais que sans connaissance préalable des échantillons, il peut être difficile ou dangereux de se servir de ce type de diagramme. Le groupe III en est le meilleur exemple : sa position intermédiaire entre le groupe II et IV est générale et ne surprend donc pas, mais de ce fait se retrouve dans le champs VAG, ce qui est en profond désaccord avec son gisement.

Les marges continentales actives (Andes) sont fréquemment associées à des minéralisations en Cu. Quoique les relations entre magmas et minéralisations ne soient pas claires, la teneur en Cu des andésites de ces lieux est plus élevée qu'ailleurs (Gill, 1981). Les concentrations en Cu varient de 10 à 150 ppm et décroissent en général avec l'augmentation de SiO₂ mais souvent de manière irrégulière (Taylor *et al.*, 1969). Dans les Iforas, une décroissance du Cu en fonction de SiO₂, différente pour chaque lignée, existe également (fig. 51). La granodiorite d'Adma est nettement enrichie par rapport aux autres plutons mais pas de manière anormale. Les complexes annulaires sursaturés peuvent être par contre associés à des minéralisations stannifères comme au Nigéria par exemple (Jacobson *et al.*, 1958). Dans les Iforas, aucun indice de minéralisation n'a été découvert sur le terrain et les teneurs en Sn sont toujours très basses, la plupart sous la limite de détection de la fluorescence X (10 ppm).

Dans les quatre groupes, deux autres éléments compatibles, le Co et le Sc, décroissent régulièrement avec la différenciation, conformément à leur compatibilité (fig. 52, 53). En comparant ces deux diagrammes, il est curieux de noter que l'échantillon hyperalcalin B20 est appauvri dans le cas du cobalt mais non dans le cas du scandium. Par ailleurs, le comportement de ces divers éléments compatibles confirment l'interprétation des roches des Iforas en tant que liquides.

CHAPITRE III

LA DIFFERENCIATION BASSE PRESSION DU BATHOLITE DES IFORAS : UN PROCESSUS DE CRISTALLISATION FRACTIONNEE

A. LE MODELE DEDUIT DE L'ANALYSE QUANTITATIVE DES ELEMENTS MAJEURS

Les tendances géochimiques définies dans les plutons relativement acides et de profondeurs de mise en place möyennes à faibles ont de fortes chances de ne traduire que le processus de cristallisation fractionnée. En l'absence de données structurales et pétrologiques très détaillées, une élaboration des processus magmatiques à l'origine du batholite des lforas qui se voudrait définitive, est prématurée. *Cette section va se limiter à montrer que le processus de cristallisation fractionnée permet d'obtenir les trois lignées calco-alcalines du batholite, en modélisant quantitativement les éléments majeurs.* La section suivante montrera que les éléments majeurs.

La modélisation quantitative d'une cristallisation fractionnée peut se réduire à un calcul de mélange à n constituants, en l'occurence les 10 éléments majeurs. Dans la figure 54, la différenciation de la roche A en roche B par ce processus peut être modélisée en calculant la composition de l'assemblage minéral M, qui, ajouté à celle de la roche B, restitue la composition de la roche A, et ce, pour tous les éléments majeurs. Ce résultat peut s'obtenir par un calcul de régression par les moindres carrés. Si la nature des minéraux envisagés pour l'assemblage M est inadéquate, le point représentatif du résultat ne coïncidera pas avec celui de la roche A (somme des carrés des résidus élevée); s'il ne relève pas d'un choix judicieux (trop de minéraux possibles), la solution sera mathématiquement bonne mais géologiquement absurde ou logiquement inacceptable (minéraux négatifs).

Une évolution en ligne droite peut paraître étonnante. On s'attendrait plutôt à une courbe puisque, la composition du liquide se modifiant, la composition du cumulat devrait également évoluer. Néanmoins, il apparaît que, régulièrement, les tendances sont linéaires (Duchesne, comm. pers.). Elles pourraient s'expliquer à l'intervention d'un processus de mélange de magmas de différentes zones de l'intrusion se trouvant à des instants différents de leur évolution (fig. 55; Provost et Allègre, 1979). La composition du solide représente dans ce cas un cumulat composite, intermédiaire entre le premier et le dernier solide. L'évolution schématique par cristallisation fractionnée d'un système théorique est représentée sur la figure 56 (Provost et Allègre, 1979) où la composition du cumulat y évolue progressivement puis de manière plus rapide. On peut remarquer que les courbes d'évolution des magmas des Iforas ne sont guère accentuées et peuvent facilement se réduire à des droites.

Les données du batholite des Iforas ont été traitées par cette méthode à l'aide du programme 'MENU'; la régression par les moindres carrés a utilisé le programme 'mixage' (MIX2) mis au point aux Laboratoires Associés Géologie-Pétrologie-Géochimie de l'Université de Liège par E. Wilmart et J.C. Duchesne. Un exemple de matrice de données et les résultats sont donnés dans l'annexe 13.

Les trois tendances calco-alcalines du batholite ont été modélisées en prenant chaque fois plusieurs échantillons. Les évolutions ainsi modélisées sont représentées sur la figure 57. Le diagramme SiO2 versus K2O a été choisi pour figurer les tendances modélisées. Il permet en effet de bien discriminer ces dernières et rend clairement compte de l'évolution en deux stades des groupes II et III. Les analyses de minéraux sont celles, tirées de Deer *et al.* (1962, annexe 13), de roches de référence les plus proches possible des roches étudiées. Les assemblages minéraux obtenus sont rassemblés au tableau 3 et la comparaison entre la roche de départ (roche A) et le mélange roche B-assemblage minéral se trouve au tableau 4.

1. LE GROUPE I PRE-TECTONIQUE

Quatre calculs ont été effectués pour englober toute la tendance (fig. 57). L'échantillon le plus basique de la tonalite d'Erecher (sans tenir compte de l'enclave) a été choisi comme représentant le premier produit de la cristallisation (roche A; JPL287). Quatre extrêmes plus acides (roche B) ont été sélectionnés pour embrasser toute la tendance (1 : JPL282; 2 : JPL295; 3 : JPL279: 4 : JPL292). La nature de l'assemblage minéral-type choisi a été recherchée dans la nature minérale des enclaves englobées dans la tonalite (amphibole, plagioclase, opaques, + un peu de quartz et de biotite chloritisée).

Les 4 résultats sont très similaires et les sommes des carrés des résidus sont très faibles (< 8,10⁻³; tab. 4). L'assemblage minéral moyen qui a dû cristalliser se compose donc de 55,7% de plagioclase (An20), 15,5% de hornblende, 27,4% de quartz, 0,9% de magnétite et 0,4% d'ilménite (tab. 3).

La teneur en Na du plagioclase de cet assemblage (An20) semble fort élevée par rapport à l'enclave (An40), ce qui suggère une perturbation. Cette valeur peut traduire les teneurs en Na2O relativement constantes (4-4,5%) des roches analysées quelles que soient leur valeur en SiO2 : la soude aurait même plutôt tendance à décroître lorsque la teneur en silice augmente. Ce type d'évolution impose la séparation d'un minéral sodique, ce qui paraît difficile à ce stade de la différenciation. Cette composition particulière et constante en soude du pluton serait donc plutôt liée à un processus secondaire qui aurait réhomogénéisé cet élément (lors de la tencunique D2?) et ne serait donc en aucune manière dépendante de la plase de cristallisation. Une visualisation de ce phénomène pourrait être les bordures albitiques des plagioclases.

Dans l'assemblage minéral, il a été tenu compte du quartz. En effet, l'enrichissement important en plusieurs oxydes, dont la potasse par exemple, dans un intervalle de SiO2 restreint, exige la cristallisation de ce minéral. Ceci est également confirmé par l'évolution dans le diagramme triangulaire quartz-albite-orthose (Q-Ab-Or, fig. 58) du magma prétectonique qui se déroule d'abord dans le champ du plagioclase puis le long de la cotecticale séparant le plagioclase du quartz, pour se diriger vers le point thermique minimum.

L'enclave JPL290 requiert de la biotite en plus de l'assemblage minéral défini plus haut pour expliquer son chimisme (tab. 3). Ceci souligne la nécessité d'une première étape dans l'évolution de ce magmatisme qui comporte une séparation du plagioclase, de la hornblende et de la biotite tandis que celle du quartz n'est plus nécessaire. Cet assemblage minéral a également été proposé pour la suite tonalitique gabbro-diorite-trondhjemite du SW de la Finlande (Arth et al., 1978). La tendance du groupe I pré-tectonique rejoint celle des



Fig. 54. - Représentation graphique du principe de calcul de la composition d'un cumulat se séparant lors d'une cristallisation fractionnée de la roche A dont le liquide évolue vers la roche B. La roche A peut se résumer au mélange de la roche B avec l'assemblage minéral de composition M et cela pour tous les éléments majeurs. Le rapport cumulat/roche peut facilement être calculé (dans ce cas-ci, il est de 2/1).



Fig. 55. - Explication possible des tendances linéaires habituellement observées pour les échantillons liés par un processus de cristallisation fractionnée. Chaque échantillon résulterait du mélange quasi-aléatoire de magmas à des stades de différenciation différents. Le cumulat composite calculé à partir de la tendance linéaire représente plus ou moins la moyenne du cumulat de départ et d'arrivée (Provost et Allègre, 1979).



Fig. 56. - Evolution d'un magma qui cristallise quand l'assemblage minéral évolue d'une manière continue (C1, C2, C3), et d'une manière abrupte (C1 à C2, C2 à C3); (Provost et Allègre, 1979). métadiorites quartziques du Kidalien (Bertrand *et al.*, 1984b) sur le diagramme SiO₂ versus K₂O (fig. 59). Une évolution similaire peut être supposée pour le magma-parent de la tonalite d'Erecher. Remarquons dès à présent, dans ce cas, la convergence vers 55% de SiO₂ des tendances des groupes I et II (fig 57).

2. LE GROUPE II TARDI-TECTONIQUE

Dans le diagramme SiO₂ versus K₂O, le groupe II comporte une rupture de pente caractéristique vers 70% de SiO₂ : le potassium, croissant jusque là, se met à décroître. Cinq tendances ont été modélisées, trois (5, 6, 7) dans la partie ascendante, deux (8, 9) dans l'étape descendante (fig. 57). D'autre part, ce groupe est composé de trois faciès : la granodiorite d'Adma, le granite porphyroïde des Iforas et le granite fin d'Aoukenek. Les trois premières modélisations se font respectivement d'Adma vers Adma (5), d'Adma vers Iforas (6) et d'Adma vers Aoukenek (7). Les modélisations à K₂O décroissant se font d'Iforas à Aoukenek (8) et d'Aoukenek à Aoukenek (9) (fig. 57).

Pour ne pas multiplier les modélisations similaires, l'échantillon KD15 a été choisi comme base pour l'ensemble; il est parmi les plus basiques et se situe à un niveau intermédiaire de la lignée. Les autres échantillons ont été choisis pour tenir compte des trois massifs et englober le plus possible la tendance de ce groupe. A nouveau, la nature de l'assemblage minéral a été estimé d'après la nature des enclaves : plagioclase, clinopyroxène, opaques. Le choix d'une augite sub-calcique est justifié par le caractère relativement acide des roches étudiées. L'apatite et le sphène leur ont été adjoints vu leur abondance dans les



Fig. 57. - Représentation dans le diagramme SiO2 *vérsus* K2O des tendances modélisées pour tous les éléments majeurs. Différentes tendances ont été modélisées dans chaque groupe pour englober complètement les différents échantillons (1 à 4 : groupe 1; 5 à 9 : groupe 11; 10 à 12 : groupe 111). Les numéros correspondent à ceux des tableaux 3 et 4. L'astérisque représente l'enclave JPL290 de la tonalite d'Erécher. Les carrés indiquent la composition des cumulats des tendances 1 ét 4 respectivement. Ils ont été pris comme exemple. Les deux tendances en pointillé accompagnées de«?« sont des éxtrapolations des groupes 1 et 11 désignant un magma dioritique semblable.



Fig. 58. - Triangle quartz-albite-orthose normatif pour les trois groupes calco-alcalins (les termes acides des groupes II et III ne sont que partiellement représentés, par souci de clarté). Les cotectiques ont été dessinées d'après Winkler (1965). Cercles : groupe I; points : groupe II; triangles : groupe III.



Fig. 59. - Diagramme SiO2 versus K2O pour l'ensemble du batholite ainsi que pour les métadiorites du Kidalien (Bertrand et al., 1984a) : 1. métadiorites du Kidalien; 2. métatonalite de Mareris (batholite est); 3. granodiorite d'Ibdeken (groupe I, est du batholite); 4. RAPU (voir texte); 5. groupe I (pré-tectonique); 6. groupe II (tarditectonique); 7. groupe III (post-tectonique); 8. groupe IV alcalin (post-tectonique). Les limites des différents champs magmatiques sont de Peccerillo et Taylor (1976).

		Maoi
		۳ I
ILS.		440
s majeı		-
léments		70
ir des é		ĥ
à part		c
alculés		Ē
mulats c		
s cu		-
ion de		i
osit		
lmo		,
-		•
u 3.		i
blea		
Ta		
	1	

°N	Roche de départ	Roche d'arrivée	Plagioclase	FK	Augite	Ð	ð	Fo	Bí	Ap	Sph	EI I	Magn	%roche d'arrivée
а ч с е	JPL287(68,3) JPL287(68,3) JPL287(68,3)	JPL282(73,8) JPL295(71,7) JPL279(76,5)	55,8 (An2l) 53,7 (An20) 56,2 (An20)		: : :	15,0 15,7 16,3	27,8 29,3 26,2	:::	1 1 1	111	: : :	0,5 0,5	1,0 0,8 0,8	20% 19%
E 4	JPL287(68,3) JPL290(64,6)	JPL292(72,6) = enclave	57,2 (An20) 49,7 (An28)	¦	: :	15,0 18,3	26 , 4 26,0	; ;		1 1	: :	0,4 	1 , 0	یں ا میں ا
5 9 1	KD15 (61,2) KD15 (61,2) KD15 (61,2)	JPL248(66,7) JPL313(70,5) JPL372(72,9)	63,5 (An53) 55,0 (An66) 63,5 (An58)	: : :	29,8 38,5 20,6	: : :	::::	 4,2	;;;;	0,9 1,3 1,1	(-1) 0,2 3,7	3,5 2,9 	2,4 2,1 6,9	70% 61% 58%
86	JPL313(70,5) JPL372(72,9)	JPL404(73,8) JPL371(76,1)	63,5 (An23) 34,3 (An20)	27,6 31,1	: :	::	; ;	: :	5,4 24,8	, , 1, 7	; ;	0,7 0,7	2,8 1,4	74% 86%
10	JPL381(54,0) JPL381(54,0)	JPL395(66,8) JPL396(70,4)	48,6 (An3l) 50,1 (An3l)	11	19,9 20,8	::	: :	: :	17,6 15,3	1,6 1,5	5,8 5,8	; ;	6,6 6,6	38% 31%
12	JPL395(66,8)	JPL393(73,9)	49,4 (An18)	26,9	13,0	:	:	:	1,7	1,2	3,7	:	4,1	56%
% Ch Ap	= numéro de la = apatite; Sph= s proportions d iffres entre pa roche arrivée=	modélisation;] = sphène; Ilm= : les minéraux sou trenthèse: col. 100-Xs (Xs= %cr	FK= feldspath ilménite; Magn nt exprimés en i et 2= %SiO ₂ ; umulat).	potass = magi - %. col.	ique; Hb nétite. 3≡ %Anort	= horn hite.	lb l ende	₽ •	guart2	Fo=	forst	érite	; Bi=	biotite

Calculés au moyen des programmes "MENU" et "MIX2" (E, Wilmart & J,C, Duchesne. Lab, Ass, Géologie-Pétrologie-Géochimie, Université de Liège).

Roche ou mélange.	sio ₂	T10 ₂	^{A1} 2 ⁰ 3	Fe ₂ 0 _{3t}	MnO	Mg0	Ca0	Na 0 2	к ₂ 0	P_05	carrés des résidus.
JPL287	68,28	0,43	13,64	4,45	0,14	0,72	3,30	4,73	0,88	0,06	-
JPL282+M1	68,28	0,43	13,65	4,45	0,17	0,73	3,29	4,72	0,87	0,06	4,4 10 ⁻³
JPL287	68,28	0,43	13,64	4,45	0,15	0,72	3,30	4,73	0,88	0,06	
JPL295+M2	68,28	0,43	13,64	4,45	0,16	0,72	3,30	4,73	0,88	0,05	5,3 10 4
JPL287	68,28	0,43	13,64	4,45	0,14	0,72	3,30	4,73	0,88	0,06	- 3
JPL279+M3	68,28	0,43	13,65	4,45	0,18	0,75	3,27	4,71	0,86	0,00	7,5 10-5
JPL287	68,28	0,43	13,64	4,45	0,15	0,72	3,30	4,73	0,88	0,06	- 3
JPL292+M4	68,28	0,43	13,66	4,45	0,16	0,77	3,26	4,69	0,85	0,04	7,5 10-5
JPL290	64,63	0,64	14,07	6,13	0,16	1,86	5,03	4,48	1,08	0,19	- 1
P1+B1+H5+Q	64,63	0,55	14,27	6,27	0,25	1,67	4,66	4,14	0,70	0,00	5,4 10
KD15	61,22	0,83	15,93	6,01	0,10	2,64	5,28	3,70	2,94	0,27	- 3
JPL248+M5	61,23	0,83	15,92	6,01	0,13	2,62	5,27	3,66	2,86	0,28	9,2 10
id+1%sphene	61,31	0,95					5,35				
KD15	61,22	0,83	15,93	6,01	0,10	2,64	5,28	3,70	2,94	0,27	- 1
JPL313b+M6	61,24	0,83	15,92	6,01	0,16	2,59	5,26	3,60	2,76	0,29	4,8 10
KD15 ,	61,22	0,83	15,93	6,01	0,10	2,64	5,28	3,70	2,94	0,27	- 3
JPL372+M7	61,22	0,84	15,94	6,01	0,10	2,64	5,26	3,66	2,89	0,30	5,9 10
JPL313b	70,45	0,27	15,38	2,10	0,04	0,40	1,17	4,52	4,37	0,13	- 2
JPL404+M8	70,45	0,27	15,35	2,10	0,04	0,41	1,23	4,58	4,41	0,08	1,2 10 2
JPL372	72,85	0,27	13,97	1,79	0,03	0,52	1,13	4,11	4,88	0,17	- 3
JPL371+M9	72,85	0,27	13,95	1,79	0,04	0,53	1,11	4,17	4,90	0,19	4,9 10
JPL381	54,02	2,22	14,74	11,00	0,17	3,68	5,82	4,07	2,55	0,47	_ 7
JPL395+M10	54,02	2,24	14,75	11,00	0,18	3,69	5,79	4,03	2,50	0,51	6,9 10
JPL381	54,02	2,22	14,74	11,00	0,17	3,68	5,82	4,07	2,55	0,47	-4
JPL396+M11	54,02	2,22	14,74	11,00	0,18	3,68	5,82	4,07	2,55	0,47	1,2 10-4
JPL395	66,80	0,89	15,15	4,37	0,08	1,29	2,81	4,30	3,98	0,24	-4
JPE393+M12	66,80	0,89	15,15	4,37	0,08	1,29	2,81	4,30	3,98	0,24	$2,4\ 10^{-8}$

Tableau 4. - Comparaison roche de départ - mélange roche d'arrivée + cumulat calculé.

Calculé au moyen des programmes MENU et MIX2 (E. Wilmart & J.C. Duchesne, Lab. Ass. Géologie-Pétrologie-Géochimie de l'Université de Liège).







Fig. 60. - Diagramme SiO2 versus CaO pour les groupes 1 pré-tectonique (a); Il tardi-tectonique (b); III post-tectonique (c) et IV alcalin post-tectonique (d).

roches concernées. La fin de la différenciation se marque par la chute de K2O, ce qui indique la cristallisation de minéraux potassiques tels le feldspath K et la biotite, composants du granite porphyroïde.

Les cinq modélisations sont de bonne qualité (somme des carrés des résidus $< 5,10^{-2}$; tab. 4). L'assemblage minéral qui cristallise dans les tendances 5 à 7 comprend essentiellement du labrador (55 à 65%) et de l'augite (20 à 40%), les minéraux accessoires entrant en ligne de compte pour 6 à 7%. La lignée 7 comporte en outre de la forstérite.

Le fractionnement d'une olivine magnésienne au début de la tendance n'est pas rigoureusement exclu mais est douteux. Ces 4% de forstérite résultent plus vraisemblablement du rapport Ca/Mg choisi en ce qui concerne l'augite et qui pourrait être trop élevé. D'autre part, la modélisation 7 intègre une évolution des magmas qui s'étale de 61% à 73% de SiO2 et qui sont inclus dans trois massifs, non rigoureusement cogénétiques.

La modélisation 5 fait apparaître du sphène négatif (-1%) qui, s'il n'était pas pris en compte, entraînerait seulement une faible augmentation de la somme des carrés des résidus mais nécessiterait une inversion de matrice difficile à réaliser et impossible en ce qui concerne le programme 'MIX2'. En tout était de cause, ce sphène négatif ne modifie pas les conclusions atteintes. Contrairement à la schématisation obtenue pour la tonalite pré-tectonique d'Erecher, la composition du plagioclase (An 60) de cette lignée est de son côté un peu trop basique.

Dans les tendances 8 et 9, l'augite est remplacée par du feldspath K et de la biotite, et le plagioclase devient plus acide (An20-23).Ce changement de minéralogie est indiqué par le coude qu'affecte la tendance du groupe II vers 70% de silice dans le diagramme SiO₂ versus CaO (fig. 60b), puisque les deux anciens minéraux sont calciques et que les trois nouveaux ne le sont pas ou peu. L'apparition d'un minéral hydraté est probablement liée à l'augmentation de la concentration en eau dans le magma, due au fractionnement de celui-ci. La transformation du pyroxène en amphibole, bien visible en lame mince, est sans doute à lier également à ce phènomène. Ce processus est typique du batholite côtier andin (Pitcher, 1978).

Cette évolution, ainsi que la non-cristallisation du quartz, est en accord avec la tendance décrite dans le diagramme triangulaire Q-Ab-Or (fig. 58). Le groupe II part du champ du plagioclase et se dirige vers la cotectique Ab-Or (ou plus extactement vers le minimum azéotropique, puisque le FK et l'albite forment une solution solide complète) pour se diriger vers le minimum thermique.

L'extrapolation vers les teneurs plus faibles en silice du groupe II rejoint celle du groupe I comme déjà mentionné plus haut (fig. 57). Il est donc possible de considérer que ces deux groupes proviennent d'un magma de composition dioritique similaire qui, dans le premeir cas (groupe I, subduction) se différencierait sous une concentration d'eau suffisamment élevée pour permettre la cristallisation d'amphibole et de biotite et qui, dans le second cas (groupe II, collision) cristalliserait sous une concentration en eau quasi nulle n'autorisant que la formation d'une phase anhydre telle que l'augite. La concentration en eau nécessaire pour stabiliser l'amphibole ou la biotite est en fait faible (< 1%, Wyllie *et al.*, 1976), la variation ne doit donc pas être très grande. La teneur en eau pourrait être liée à la déshydratation de la croûte océanique qui, importante pendant la subduction, tend vers zéro lors de la collision.

3. LE GROUPE III POST-TECTONIQUE

Le groupe III (post-tectonique I calco-alcalin) est principalement granitique ou microgranitique. Seul le faisceau de Telabit comporte des filons plus basiques; il sera d'ailleurs le seul ensemble à être modélisé. Il l'a été suivant deux tendances à K2O croissant (10 et 11) et une autre dans laquelle l'augmentation de la potasse est moins forte (12). Les échantillons ont à nouveau été choisis pour englober le mieux possible toute la tendance du

groupe, non compris les filons dont le chimisme se rapproche du groupe II. Etant donné la similitude de son évolution avec le groupe II, c'est le même assemblage minéral qui a été employé, dans lequel, pour rendre compte de la faible pente de la tendance dans le diagramme SiO₂ versus K₂O (faible par rapport à la teneur absolue en K₂O; fig. 59), a été ajouté de la biotite.

Les trois tendances modélisées sont également de très bonne qualité (sommes des carrés des résidus $< 7,10^{-3}$; tab. 4). Les tendances 10 et 11 requièrent des assemblages minéraux très voisins (fig. 57; tab. 4) dont les compositions globales sont : 50% de plagioclase (An30, en moyenne sur toute la tendance), 20% d'augite, 16% de biotite, 1,5% d'apatite, 6% de sphène et 6,5% de magnétite. Pour la tendance 12, la biotite et 50% de l'augite sont remplacées par du feldspath potassique; le plagioclase y est également plus acide (An18). Ici aussi, le caractère moins calcique de ce deuxième assemblage se marque bien dans le diagramme SiO₂ versus CaO (fig. 60c). L'évolution de l'ensemble des roches du groupe se traduit dans le diagramme triangulaire Q-Ab-Or (fig. 58) par un tracé similaire à celui du groupe II.

A 55% de SiO₂, dans le diagramme silice-potasse (fig. 38), la majorité des échantillons du groupe III se trouvent **au-dessus** du prolongement de la tendance exprimée par les roches du groupe II, ce qui traduirait un magmatisme plus alcalin dès ce stade. Cette situation est confirmée par les éléments en traces tel que le Nb par exemple (voir plus loin). La tendance évolutive de ce magma épouse la tendance calco-alcaline suite à la cristallisation de la biotite, minéral potassique et d'un plagioclase relativement acide. Cela pourrait impliquer des conditions pression-température plus faibles que celles qui ont défini l'évolution des roches du groupe II et une concentration en eau non nulle, en accord avec la mise en place plus superficielle de ce groupe, lors de la remontée du bâti. Le fractionnement simultané de clinopyroxène et de biotite est confirmé par l'association fréquente de ces deux minéraux dans certaines lames minces. Cette juxtaposition s'explique par la valeur encore relativement faible de la concentration en eau.

4. CONCLUSIONS

Les modèles de cristallisation fractionnée basés sur les éléments majeurs pour les différentes étapes des trois tendances calco-alcalines respectent d'extrêmement près les évolutions chimiques réelles; les assemblages minéraux utilisés dans les modèles sont bien en accord avec ceux que l'on trouve réellement dans les associations minérales des enclaves. Seul le groupe I montre une perturbation du sodium, probablement lié à une albitisation partielle du plagioclase lors de D2.

Les deux premiers groupes peuvent provenir d'une même souche dioritique. Dans le premier cas, une concentration élevée en eau permet la cristallisation de l'amphibole et de la biotite; dans le second, la concentration en eau est plus faible, ce qui conditionne le fractionnement de l'augite. Le troisième groupe, bien que chimiquement proche du groupe II, provient vraisemblablement d'un magma parental plus alcalin à 55% de silice. Les différenciations de ces deux groupes se sont déroulées à des profondeurs crustales moyennes. Le groupe III, par contre, s'est probablement différencié à plus faible profondeur.

Vers 70% de SiO₂, les groupes II et III fractionne en grande quantité des minéraux potassiques (feldspath K et biotite), ce qui se traduit dans les diagrammes de type Harker par des ruptures de pente des courbes correspondantes.

Etant donné les très faibles écarts observés entre les analyses chimiques et les valeurs calculées, les différents systèmes étudiés peuvent être considérés comme s'étant différenciés



Fig. 61. - Diagramme Rb *versus* Sr pour le batholite des Iforas et les métatonalites du Kidalien. Mêmes symboles que sur la fig. 59.

en vase clos : aucune contamination crustale, pour les éléments majeurs, n'est décelable. L'absence d'enclave d'encaissant et les contacts nets des plutons occasionnant parfois un métamorphisme de contact (Adma) corroborent cette conclusion. Les mêmes faits sont relevés par Pitcher (1978) pour les plutons du batholite côtier andin.

Le caractère trop acide et trop hétérogène du groupe alcalin nécessiterait pour être modélisé une approche minéralogique dont la complexité aurait imposé une instrumentation sophistiquée dont l'utilisation sortait du cadre de cette étude.

L'étude du chimisme rapporté aux éléments majeurs permet donc : 1) de séparer deux magmas parentaux différents, le premier à l'origine aussi bien du groupe I pré-tectonique que du groupe II tardi-tectonique, le second, plus alcalin, à l'origine du groupe III post-tectonique; 2) de soutenir que les deux magmas n'ont pas subi de contamination crustale importante lors de leur mise en place et de leur cristallisation; en fait, aucune contamination par de la croûte continentale supérieure n'est détectée par les éléments majeurs.

B. AFFINEMENT DU MODELE PAR L'ANALYSE QUALITATIVE DES ELEMENTS EN TRACES, Y COMPRIS LES TERRES RARES

1. CONFIRMATION DU MODELE DES ELEMENTS MAJEURS PAR LES ELEMENTS EN TRACES

Cette section vise à montrer que les conclusions obtenues à partir des éléments majeurs est confirmée qualitativement par les éléments en traces. La seconde section visera à compléter les assemblages minéraux déterminés par les éléments majeurs par des phases qui ne sont pas prises en compte par ces derniers (le zircon par exemple).

Les éléments en traces contenus dans les minéraux qui cristallisent voient leur concentration varier en conséquence; les autres s'enrichissent dans le liquide restant, ce sont les éléments hygromagmatophiles, dont les coefficients de partage sont nettement inférieurs à l'unité. Seules des considérations qualitatives seront tentées ici, car, dans les roches acides, le rôle des phases accessoires est essentiel et peut faire varier du tout au tout les concentrations des éléments en traces alors que l'évaluation du volume d'un minéral accessoire est très imprécise. De plus les coefficients de partage dans les roches acides sont mal déterminés (Gill, 1978). Une modélisation quantitative dans ces conditions n'aurait guère de sens.

Le diagramme Rb *versus* Sr (fig. 61) distingue très bien les différents groupes et indique, ainsi que les majeurs, une parenté possible entre le groupe I pré-tectonique et les métatonalites du Kidalien. Deux éléments intéressants sont le Sr et le Ba; le premier est lié au plagioclase et le second au feldspath potassique.

Les diagrammes SiO₂ versus Sr (fig. 62a,b,c,d) montrent une décroissance générale du Sr avec la différenciation, en accord avec le fractionnement continu du plagioclase et d'un minéral pauvre en SiO₂ (pyroxène ou amphibole). La plus basse teneur en Sr de l'enclave du groupe I (JPL290) peut être expliquée par la présence de biotite, ce qui réduirait la proportion de plagioclase. Le groupe IV détermine deux tendances, l'une à Sr décroissant à partir d'une teneur élevée (lignée métalumineuse, l'autre à teneur en Sr basse et constante (lignée hyperalcaline).

Les diagrammes SiO₂ versus Ba (fig. 63a,b,c) montrent un enrichissement constant en ce dernier élément dans le groupe I (pas de cristallisation de feldspath K) et un appauvrissement vers 70% de SiO₂ dans les groupes II et III, au moment où le FK se met à fractionner (tab. 3).

La quantité importante de Ba qui apparaît dans certains échantillons du granite porphyroïde pourrait résulter de la non-représentativité de ces échantillons. En effet, par exemple, la quantité de feldspath K obtenue par un calcul de mélange basé sur tous les éléments majeurs par le programme «MIX2», est en effet de 20% supérieure dans le petit échantillon JPL313a (3197ppm Ba, hors diagramme) que dans l'échantillon JPL313b, de la même provenance mais de taille beaucoup plus grosse. Ceci attire une fois de plus l'attention sur la représentativité des échantillons très grenus.

La majorité des roches du groupe IV révèlent une pauvreté importante en baryum, ce qui indique vraisemblablement que le feldspath K constitue une fraction importante de la minéralogie des cumulats de ce groupe; c'est une conclusion à laquelle arrive également Ba*et al.* (1985).

L'imprécision des tendances en ce qui concerne cet élément résulte probablement des erreurs affectant la détermination du Ba par fluorescence X.

Le diagramme Sr vs Ba (fig. 64a,b,c,d) est particulièrement élégant. Le groupe I montre une corrélation négative (fractionnement du plagioclase uniquement); les groupes II et III de leur côté se définissent par une décroissance légère du Ba tandis que celle du Sr y est nettement plus forte (fractionnemement du plagioclase + un minéral incorporant un peu de







Fig. 62. - Diagramme SiO2 versus Sr pour les groupes I (a); II (b); III (c) et IV (d). La tendance à Sr toujours bas du groupe alcalin (d) représente la lignée hyperalcaline, l'autre la lignée alumineuse.







Fig. 63. - Diagramme SiO2 versus Ba pour les groupes I (a), II et III (b) et IV (c).



.



Fig. 64. - Diagramme Sr versus Ba pour les groupes I (a); II (b); III (c) et IV (d). Soul le groupe I montre une croissance du Ba avec une décroissance du Sr.

Ba) qui se poursuit vers 300 ppm de Sr (= 70% SiO₂) par une décroissance importante simultanée des deux traces. Cette rupture est l'indication du début de la cristallisation du FK. A nouveau les échantillons du granite porphyroïde présentent des anomalies de concentration en Ba. Le groupe IV alcalin, qui ne comprend que des produits acides, se distribue uniquement sur une tendance équivalente au deuxième stade des groupes précédents (forte décroissance conjointe du Sr et du Ba).

Cette analyse des éléments en traces confirme l'existence d'un magma dioritique similaire à l'origine des groupes I et II; les teneurs comparables en éléments hygromagmatophiles des deux groupes en est l'expression (voir plus loin les arachnogrammes). En particulier, l'échantillon basique d'Erecher (JPL286) manifestement pauvre en K2O (69,16% SiO2; 1,32% K2O) possède des teneurs en La, Ba, Th et Nb caractéristiques d'un magma calco-alcalin riche en potasse (Gill, 1981); cette observation indique que le magma parental devait être relativement riche en K2O et que les faibles teneurs en cet élément dans la tonalite d'Erecher ne sont pas originelles mais sont dues à la séparation de minéraux potassiques (biotite, dans ce cas-ci).

2. PRECISION DE L'EVOLUTION BASSE PRESSION DU BATHOLITE PAR LES TERRES RARES ET CERTAINES TRACES

Les analyses des terres rares ainsi que d'autres traces (annexe 4) ont été effectuées par J. Hertogen (KUL).

L'analyse des terres rares (TR) constitue en géochimie un outil très puissant. Cependant, dans les termes acides, les coefficients de partage sont, comme on l'a dit plus haut, très mal connus. Par exemple, dans une compilation récente (Henderson, 1984), une seule valeur est donnée pour chaque TR comme caractéristique du coefficient de partage entre un liquide silicaté et le sphène ou l'allanite. Il n'est, par ailleurs, pas précisé si ces minéraux gouvernent la différenciation, auquel cas leur influence est majeure, ou bien s'ils ne représentent que les concentrations en TR au moment de la cristallisation finale. Nous ne pouvons dès lors imaginer à ce stade qu'une étude qualitative.

Comme les éléments majeurs l'ont montré, les roches étudiées, si on excepte certaines enclaves, peuvent être considérées comme des liquides.

D'une manière générale, les spectres de TR légères (La-Sm), y compris l'Eu, des trois groupes magmatiques calco-alcalins s'expliquent facilement en s'appuyant sur les compositions minérales des cumulats déduites des éléments majeurs. Par contre, les concentrations en TR lourdes (Gd-Lu) nécessitent l'appel à une minéralogie accessoire supplémentaire (zircon, sphène, allanite, apatite).

Sauf en ce qui concerne le groupe I, les sommes de TR (\sum TR) n'augmentent pas, contrairement au schéma classique, avec la différenciation (SiO₂ versus \sum TR, fig. 65). Les \sum TR du groupe II décroissent assez vite et il est clair dans le diagramme en question que la granodiorite d'Adma (groupe IIa) et le granite d'Aoukenek (groupe IIc) ne sont pas strictement cogénétiques, contrairement aux filons de Telabit (groupe III). Dans ce dernier cas, on observe une décroissance des \sum TR, assez légère entre les valeurs 54% à 70% de SiO₂ et plus nette au delà. Ces tendances, pour l'ensemble des groupes II et III, reflètent la cristallisation de phases accessoires enrichies en TR telle par exemple l'apatite. Les roches du groupe IV, alcalin, ne fournissent pas de tendance sérieuse de par l'absence de termés basiques. Les teneurs en TR de ce groupe semblent devoir être corrélées à des phénomènes plus complexes, qui seront examinés plus loin dans ce travail.



Fig. 65. - Diagramme opposant la silice à la somme des terres rares. Figurés : cercles : groupe I pré-tectonique; points : groupe II tardi-tectonique (IIa = Adma, IIb = Aoukenek); triangles : groupe III post-tectonique; croix diverses : groupe IV alcalin (* Tahrmert; + filons N-S; x Kidal).

a. Les spectres du groupe I (fig. 66) montrent, avec la différenciation, une augmentation des TR légères et le saut d'une anomalie positive à une anomalie négative de l'Eu. Excepté l'enrichissement important en La de l'échantillon JPL280, le fractionnement conjoint du plagioclase et de la hornblende peut rendre compte de cette évolution. En effet, la hornblende présente une anomalie négative de l'Eu, contrairement au plagioclase. Le fractionnement de ces deux minéraux dans des proportion adéquates peut donc mener à un spectre dans le liquide sans anomalie de l'Eu. Le passage d'une anomalie positive faible à des anomalies négatives également faibles suggère une légère augmentation de la part relative du plagioclase au cours de la différenciation. L'évolution de TR lourdes est plus complexe : après une augmentation importante (JPL286 vers JPL293), elle chute en fin de différenciation (JPL280). La première étape pourrait s'expliquer par le fractionnement d'allanite (très enrichie en TR légères) mais surtout par du sphène. En effet, le sphène semble incorporer préférentiellement les TR intermédiaires (Henderson, 1984) ce qui pourrait induire un spectre convexe vers le haut comme celui de l'échantillon JPL293. La deuxième étape paraît liée à la cristallisation du zircon, très enrichi en TR lourdes. La chute de ces dernières teneurs se déroule entre 73% et 76% de SiO: au moment où une chute en Zr se marque dans le diagramme binaire SiO2 versus Zr (fig. 67a)¹. Signalons que la magnétite et l'ilménite ont des spectres de TR plats et des concentrations faibles (Henderson, 1984). Ces deux minéraux ne contribuent donc qu'à une augmentation de la teneur globale en TR dans le liquide.

L'enrichissement en La pourrait également être attribué à la cristallisation du zircon.


Fig. 66. - Spectres de Terres Rares de la tonalite d'Erecher (groupe I prétectonique). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.



Fig. 69. - Spectres de Terres Rares du monzogranite d'Aoukenek (groupe II tardi-tectonique). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.

GRANODIORITE D'ADMA



Fig. 68. - Spectres de Terres Rares de la granodiorite d'Adma (groupe II tardi-tectoniqué). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.



Fig. 70. - Spectres des Terres Rares du faisceau de filon E-W de Telabit (groupe III post-tectonique). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.

b. Les spectres TR de la granodiorite d'Adma (groupe II; fig. 68) indiquent une légère décroissance en TR légères, qui en fonction du modèle basé sur les éléments majeurs, peut être imputé à la cristallisation (1%) de l'apatite (très enrichie en TR; Watson et Green, 1981). Par contre, la variation en TR lourdes est étonnante pour des roches séparées par 1% à 3% de SiO₂ (65,58% à 68,83%). Les faibles teneurs en Tb et Ho de l'échantillon JPL238 par rapport à l'échantillon JPL243, par ailleurs identiques, peuvent être liées à la cristallisation de sphène (riche en TR intermédiaires). L'enrichissement en TR lourdes et l'appauvrissement en TR légères, particulièrement en Ce et surtout en La de l'échantillon JPL246 pourrait être dû au fractionnement d'allanite, minéral très riche en TR légères.

Le monzogranite fin d'Aoukenek et la granodiorite d'Adma appartiennent à la même lignée (groupe II), laquelle s'explique, comme il a été montré par les éléments majeurs, essentiellement par le fractionnement de plagioclase et d'augite. Les spectres des TR des deux plutons sont effectivement très semblables. Ceux du monzogranite (fig. 69) révèlent des teneurs plus faibles que ceux de la granodiorite, ce qui est conforme à la position intermédiaire du spectre de l'échantillon le plus acide de la granodiorite (JPL246). L'accentuation de l'anomalie négative de l'Eu confirme l'importance du fractionnement du plagioclase. A nouveau, les TR lourdes se singularisent : elles sont nettement plus basses dans le granite (72,5% SiO2) que dans la granodiorite (68,8% SiO2). Comme dans le groupe I, la cristallisation de zircon peut expliquer cette décroissance. Dans le diagramme binaire SiO2 versus Zr (fig. 67b), le zirconium, qui jusqu'à 70% SiO2 s'enrichissait dans le liquide, se met, à ce moment, à décroître nettement. Le passage vers l'échantillon IPL371 (fractionnement de FK et de biotite en lieu et place d'augite) se caractérise par une baisse globale importante en TR mais avec un enrichissement relatif en TR lourdes (fig. 69). Cette évolution est vraisemblablement due à l'augmentation d'apatite relevée par les éléments majeurs. En effet, l'apatite va appauvrir le liquide en TR, mais moins en Yb et en Lu, puisque relativement appauvrie en ces deux TR (Henderson, 1984). Dans ce dernier cas, la faible anomalie en Eu peut être liée à la proportion moindre de plagioclase (tab. 3). Remarquons que les valeurs absolues en TR des groupes I et II sont très semblables, ce qui confirme que leur magma initial a dû être similaire.



Fig. 67. - Diagramme opposant SiO2 à Zr pour les groupes I (a); II (b); III (c) et IV (d). Remarquez, dans les trois premiers groupes, la décroissance de Zr vers 70% de SiO2, marquant le début de la cristallisation du zircon.



- c. Le faisceau de filon E-W de Telabit est représenté par cinq spectres de 54% à 78% de silice (fig. 70) qui conduisent essentiellement aux mêmes conclusions que pour le groupe II, avec cette différence que les valeurs absolues en TR sont plus élevées; ce qui corrobore l'hypothèse d'un magma initial plus alcalin pour le groupe III que pour les groupes I et II, aux signatures TR similaires. Au cours de la différenciation, la concentration en TR légères diminue suite à la cristallisation de l'apatite (± 1.5% d'apatite, tab. 3) et l'anomalie de l'Eu s'approfondit par la séparation du plagioclase, surtout lorsque le rapport feldspath/augite augmente (JPL 393). L'explication des spectres des TR lourdes, comme pour les groupes précédents, nécessite qu'intervienne la constitution de phases minérales accessoires. Le passage de l'échantillon IPL381 à l'échantillon JPL394 s'explique par la séparation d'apatite comme pour les TR légères. Par contre, la remontée des TR lourdes de IPL395, quoique peu importante, peut s'expliquer par la séparation de sphène (les TR légères remontent un peu également). De 67% à 70% de SiO2 (JPL396) les TR lourdes tombent, alors que les TR légères remontent légèrement. A nouveau, le zircon peut être invoqué puisque dans le diagramme SiO2 versus Zr (fig. 67c), le zirconium décroît nettement juste avant 70% de silice. Quant au dernier échantillon, le plus acide (73,96% SiO2, JPL293), il accuse une sérieuse remontée des TR lourdes, alors que le zircon cristallise (JPL396 : 316 ppm Zr; JPL393 : 207 ppm Zr) et que les TR légères décroissent. Comme les minéraux essentiels changent drastiquement (apparition du feldspath K, disparition de la biotite, diminution de l'augite; tab. 3), il est probable que la minéralogie accessoire se modifie, mais les propositions deviennent hypothétiques. Il est possible d'imaginer la combinaison des effets de l'apatite et de l'allanite (en plus de la disparition de la biotite, pauvre en TR) mais également de faire intervenir des processus hydrothermaux comparables à ceux responsables des spectres en «mouette» du groupe alcalin (voir cidessous).
- d. Dans le groupe alcalin, les processus hydrothermaux ainsi que la minéralogie accessoire, variée et hétérogène rendent très hasardeux le déchiffrage, même qualitatif, des diagrammes d'éléments en traces (voir par exemple fig. 46, 64 ou 67). Quelques observations peuvent néanmoins être faites. Le granite alcalin de Tahrmert possède des teneurs en éléments hygromagmatophiles très variables (ex : Zr : 124-780 ppm; Y : 19-84 ppm, fig. 71, 72) par rapport aux éléments majeurs, plus constants (ex : SiO₂ : 71,4-75,1% : K₂O : 4,49-5,69%). Dans le triangle Q-Ab-Or (fig. 73), 7 roches sur 12 du granite de Tahrmert se situent très près du point thermique minimum quartzofeldspathique pour une pression de 2kbar et un rapport Ab/An proche de l'infini (granite hypersolvus). Les 5 autres échantillons se distinguent par une proportion moindre de quartz (même rapport Ab/Or = 1,2).

Cette position dans le voisinage du point thermique minimum¹ induit une faible variation des éléments majeurs d'une roche à l'autre mais permet une concentration en éléments hygromagmatophiles dans les liquides. Les échantillons du granite de Tahrmert pourraient donc représenter des liquides à différents stades de la cristallisation eutecticale ou posséder des proportions différentes de liquide résiduel, enrichi en éléments hygromagmatophiles. Les phases fluides ont pu également jouer un rôle non négligeable dans la répartition de ces éléments (granite à fluorine).

Les autres roches alcalines définissent une tendance depuis le 'col' situé entre les sommets Ab et Or jusqu'à un minimum cotectique où la grande majorité des échantillons de ce groupe se localisent (cercle hachuré; fig. 73). D'après la position de ce minmum, une pression de 1 à 2kbar peut être invoquée, c'est-à-dire une profondeur de 4 à 5 km.

⁴ Le granite de Tahrmert est susceptible de représenter un liquide pur. En effet, il est composé presque uniquement de quartz et de perthites, ainsi que d'un peu de biotite.

Tahrmert



Fig. 71. - Diagramme Zr versus Y du granite alcalin hypersolvus de Tahrmert (groupe IV alcalin).



Fig. 72. - Diagramme Zr versus Rb du granite alcalin hypersolvus de Tahrmert (groupe IV alcalin).



Fig. 73. - Triangle quartz-albite-orthose normatif du groupe IV alcalin. La flèche 1 représente la tendance du groupe I et la flèche 2,3 celles des groupes II et III. Figurés : points : Tahrmert; + : filons N-S; x : complexes annulaire, dont la majeure-partie des roches acides de ce groupe se situent dans la zone hachurée; + encadrées : laves d'Ichoualen; x encadrées : zone de Kidal affectée d'hydrothermalisme (roches aux feldspaths complétement rougis); + : cutectique pour Ab/An = infini et PH20 = 1kbar. Voir discussion dans le texte.

Ces évaluations doivent être prises avec précautions car on peut se poser des questions sur le rôle exact des fluides, parfois très abondants, tels que le fluor ou le chlore, sur la position de l'eutectique. Ces fluides sont par ailleurs essentiels dans le cadre de la genèse des roches alcalines (Harris, 1981, 1982).

Un exemple est formé par les sept échantillons des laves d'Ichoualen qui sont pointés nettement plus près du pôle quartz, ainsi que les trois échantillons d'une zone rouge du complexe de Kidal (JPL232, 233, 235). Il ne semble pas que ces positions puissent représenter une composition originelle et on peut supposer, dès lors, qu'il a existé une mobilité des éléments majeurs dans ces roches, résultant de processus post-magmatiques.

La grande variabilité des éléments en traces du granite de Tahrmert se retrouve dans les spectres de TR (fig. 74). Pour des teneurs en silice comprises entre 73,5% et 74,9%, la somme des TR varie de 155 à 305 ppm et le rapport La/Yb de 12 à 34. L'anomalie en Eu, toujours négative, est également variable : rapport Eu/Eu* de 0,14 à 0,42. La somme des TR est liée aux teneurs en Zr, ainsi JPL355 : 155 ppm TR, 129 ppm Zr; JPL308 : 264 ppm TR, 204 ppm Zr; JPL351 : 305 ppm TR, 296 ppm Zr. Les deux échantillons JPL308 et JPL355 possèdent néanmoins, aux valeurs absolues près, des spectres similaires; l'échantillon IPL351 par contre, est radicalement différent et se rapproche d'un spectre de type 'mouette' (= spectre horizontal avec hautes teneurs et anomalie importante de l'Eu). Ce genre de spectre peut être attribué à des processus hydrothermaux. En effet, lors de ceux-ci, les TR sont mobilisées sous forme de complexes (Mineyev, 1963), fluorés ou chlorés (Alderton et al., 1980) - le granite du Tahrmert contient de la fluorine - et ceci d'autant plus que leur rayon ionique est petit (Humphris, 1984), ce qui explique pourquoi les TR lourdes sont plus affectées que les légères. Les remontées en TR lourdes des échantillons des filons N-S (fig. 75) et du complexe annulaire de Kidal (surtout de l'échantillon JPL234 de la venue albitique K12, fig. 76) peuvent être expliquées également par ces processus hydrothermaux. Les spectres en 'mouette' liés à une albitisation sont dues à la formation de complexes du type NaYF+ (Mineyev, 1963). L'Eu, sous sa forme réduite Eu²⁺, ne semble pas mobile dans ces conditions oxydantes, ce qui peut être à la base de la nette accentuation de son anomalie négative (éch. JPL234 : Eu/Eu* = 0,06, fig. 76).

L'anomalie positive de l'échantillon B20 (64,5% SiO₂, Eu/Eu^{*} = 1,55) et l'anomalie négative, mais peu importante par rapport aux autres, de l'échantillon JPL403 (67,8% SiO₂, Eu/Eu^{*} = 0,65) suggèrent qu'avant une teneur équivalent à 65% de silice, la cristallisation du plagioclase a été contrebalancée par celles des minéraux à anomalies négatives de l'Eu tels que les pyroxènes ou les amphiboles. Il est en outre vraisemblable que le feldspath K ne commence à cristalliser qu'à partir de ce moment où, d'ailleurs, se produit une chute de K2O (fig. 38). Une autre possibilité serait que ces roches les plus basiques du groupe alcalin aient ramené des cristaux relevant d'un processus de cumulation. Cette indécision ne peut être définitivement levée pour le moment.

L'analyse qualitative des éléments en traces a montré la compatibilité de l'évolution de leur concentration avec le modèle quantitatif basé sur les éléments majeurs. Ce dernier modèle en est donc renforcé. Les terres rares, en particulier, confirment l'hypothèse que le magma initial des groupes I et II était similaire, contrairement à celui du groupe III, qui était plus alcalin. Les TR soulignent également l'importance des phénomènes hydrothermaux dans le groupe IV alcalin.

D'autre part, l'examen des variations des teneurs en TR ainsi que des autres éléments hygromagmatophiles, a permis de mettre en valeur l'existence d'une minéralogie accessoire qui a influencé, par sa séparation, l'évolution chimique fine de ces magmas : il s'agit principalement d'apatite, de zircon, d'allanite et de sphène.

La synthèse de l'évolution de la nature des assemblages minéraux qui ont fractionné dans chaque groupe magmatique est reporté dans le tableau 5.



Fig. 74. - Spectres de terres rares du granite alcalin hypersolvus de Tahrmert (groupe IV alcalin). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.



Fig. 76. - Spectres de terres rares du complexe annulaire de Kidal (groupe IV alcalin). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.



Fig. 75. - Spectres de terres rares des filons N-S (groupe IV alcalin). Le nombre attaché à chaque spectre représente la teneur en SiO2 de l'échantillon concerné.

9											
%SiO ₂ :	55	60	65	70	75						
plagioclase: hornblende:		• • • • • • • • • • •	CPOURE I								
quartz:						GROUPE 1					
ilménite:	•••••	• • • • • • • • • • • • •	••			PRE-TECTONIQUE.					
magnétite:			1								
sphène:			;								
allanite:											
zircon:				Ŧ							
plagioclase:											
augice:	•••••				-						
hiotite:				GROUPE II							
apatite:		?=====									
ilménite:		?======	*****==	TARDI-TECTONIQUE.							
magnétite:		?======									
sphène:				======	=						
forstérite:											
allanite: zircon:											
						÷					
plagioclase:											
augite:			*******		==						
feldspath K:			==								
biotite:						GROUPE III					
apatite:			**********		==						
magnétite:				202222222		POST-TECTONIQUE.					
sphène:	2728222										
allanite:											
zircon:			==		==						

Tableau 5. - Nature et évolution du fractionnement basées sur les éléments majeurs, en trace et les terres rares

==: calculé --: supposé ..: extrapolé

CHAPITRE IV

CONTRIBUTIONS DES DIFFERENTS RESERVOIRS TERRESTRES DANS LA GENESE DU BATHOLITE DES IFORAS

A. ESSAI D'EVALUATION DES SOURCES PROFONDES SUR BASE DES ELEMENTS EN TRACES

Les roches magmatiques des marges continentales doivent leurs teneurs en éléments en traces aux zones-sources dont elles proviennent, à savoir ;

- le manteau appauvri (type MORB, Mid Ocean Ridge Basalts);

- le manteau pénéprimordial 1 (type OIB, Ocean Island Basalts);

- la croûte océanique subductée;

- la croûte continentale.

Ces concentrations en éléments en traces sont également contrôlées par le degré de fusion partielle et le degré de cristallisation fractionnée.

Le manteau appauvri, source principale des magmas des arcs insulaires, peut être localisé dans le manteau lithosphérique puisque les magmas calco-alcalins de ces zones proviennent d'une profondeur de 80 à 150 km (Ringwood, 1986). La croûte océanique joue également, par déshydratation, un rôle important (Hawkesworth, 1979; Dupuy *et al.*, 1978).

La participation d'un manteau pénéprimordial dans les arcs insulaires paraît clairement établie que ce soit en milieu océanique (Gill, 1984; Stern et Bibee, 1984; von Drach *et al.*, 1986) ou sur une marge continentale active (Saunders *et al.*, 1980). Certains auteurs font appel à la subduction de sédiments mais admettent néanmoins un manteau en moyenne moins appauvri que les MORB atlantiques (Whitford *et al.*, 1981). Ce manteau pénéprimordial est difficile à localiser : Stern et Bibee (1984) le place vers 150 km de profondeur, alors que Gill (1984) le voit plutôt en dykes dans le manteau lithosphérique de type MORB. Comme on le verra plus loin, dans le modèle que nous proposons pour les Iforas, ces deux gisements sont juxtaposés.

1. LE DECRYPTAGE DE LA CONTRIBUTION DES DIFFERENTS RESERVOIRS TERRESTRES :

LA METHODE DES ARACHNOGRAMMES

Pour tenter d'évaluer le taux de participation de chacune de ces sources, Pearce (1983) a proposé de normaliser les éléments habituellement hygromagmatophiles par rapport aux

¹ Voir définition page 24.



Fig. 77a. - Diagrammes de référence (Pearce, 1983) montrant l'allure des arachnogrammes de roches de différents environnements géodynamiques et leur interprétation schématique (voir fig. 77b et texte).



Fig. 77b. - Interprétation des teneurs en éléments hygromagmatophiles des basaltes calco-alcalins chiliens (Pearce, 1983). s.z.(%) = pourcentage de participation de la zone de subduction (hachurage vers la gauche); hachurage vers la droite = participation du manteau pénéprimordial.

MORB. Ainsi, toute la part des teneurs supérieures à celles des MORB devra être attribuée à une autre source.

La méthode de Pearce (1983, fig. 77a) est basée sur les observations suivantes : 1) les tholéiites d'arc insulaires sont enrichies en Sr, K, Rb, Ba et Th par rapport aux MORB. Ces éléments accompagnent le plus vraisemblablement des fluides aqueux enrichis provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée (e.g. Best, 1975; Hawkesworth *et al.*, 1977; Saunders et Tarney, 1979). Ces éléments enrichis possèdent en effet les potentiels ioniques les plus faibles (voir plus loin, fig. 78) et sont aisément mobilisables par l'eau. Pearce (1983) a calculé que près des 2/3 du K, Sr, Th et plus des 3/4 du Rb et du Ba des basaltes tholéitiques des arcs insulaires sont attribuables à la déshydratation de la plaque océanique subductée. Hawkesworth *et al.* (1979b) ont également souligné l'importance de l'apport de la croûte océanique par déshydratation dans la composition isotopique des arcs insulaires. 2) Les basaltes calco-alcalins et shoshonitiques sont enrichis en les mêmes éléments mais en plus grandes quantités et sont, de plus, enrichis en Ce, P et Sm, tous trois pouvant provenir de sédiments subductés. 3) Les basaltes intra-plaques, susceptibles de provenir d'un manteau pénéprimordial, sont modérément enrichis en tous les éléments sauf en Y et Y b qui seraient fixés par une phase minérale résiduelle tel que le grenat. 4) La contamination crustale est très variable puisqu'elle dépend du contaminant mais elle augmenterait surtout les concentrations en Th et en Ba.

Sur les marges continentales, les basaltes possèdent les trois signatures MORB, manteau pénéprimordial (MP) et composants de la subduction. Il est possible d'évaluer graphiquement leurs rapports respectifs (fig. 77b), sur un diagramme du type *arachnogramme* ('spidergram' en anglais, de la forme en araignée que prennent les spectres). Dans ces diagrammes, les éléments peuvent être classés de diverses manières et être normalisés à divers standards. Dans ce cas-ci, le classement des éléments aussi bien que la normalisation ont été adaptés au problème traité, c'est-à-dire à l'origine des roches des marges actives.

La normalisation a été faite par rapport aux MORB, une des sources possibles et a priori la plus homogène. Les valeurs de normalisation sont les suivantes (en ppm, Pearce *et al.*, 1981) :

Sr	K	RЬ	Ba	Th	Ta	Nb	Ce	Р	Zr	Hf
120	1500	2	20	0,2	0,18	3,5	10	1200	90	2,4
Sm	Ti	Y	Yb							
3,3	15000	30	3,4							

Ces valeurs sont celles d'un MORB typique; les autres MORB peuvent posséder des valeurs normalisées de 0,5 à 1,1 mais délivrent toujours des spectres horizontaux (fig. 77a).



Fig. 78. - Les deux variables qui déterminent l'ordre de rangement des éléments dans les arachnogrammes sont : le potentiel ionique (valence habituelle/rayon ionique) et le coefficient de partage existant lors du début de fusion d'une lherzolite à grenat (Pearce, 1983). Voir texte.

Le classement des éléments s'est fait par rapport à deux critères (fig. 78) : a) la valeur du potentiel ionique (Z/r = état d'oxydation habituel/rayon ionique), qui détermine la mobilité de l'élément dans l'eau : un élément est mobile lorsque Z/r est bas (< 3) ou élevé (>12). Ceux qui possèdent un potentiel ionique intermédiaire sont généralement immobiles (Loughnan, 1969). Les éléments mobiles ont été placés à gauche, les autres à droite; b) le coefficient de partage (D) de ces éléments entre une lherzolite à grenat et le liquide résultant d'un taux de fusion partielle faible. Ces coefficients étant mal connus, seules des estimations de valeurs relatives sont données (1 pour le plus petit D, 15 pour le plus grand). Les éléments mobiles dans l'eau que pour ceux qui y sont immobiles.

La méthode des arachnogrammes a le grand avantage de présenter une vue d'ensemble des éléments choisis et permet d'éviter la fastidieuse énumération des valeurs des rapports classiques Th/Ta, Nb/Zr, ...

2. L'APPORT DES ARACHNOGRAMMES DANS LE DECRYPTAGE DE L'ORIGINE DU BATHOLITE DES IFORAS

a. Les arachnogrammes appliqués à des roches intermédiaires et acides - le cas du batholite des Iforas -, précautions et méthode

L'interprétation de ces diagrammes en ce qui concerne les roches du batholite des Iforas pose deux problèmes majeurs : le premier tient à l'interférence d'une contamination crustale éventuelle, le second relève du caractère acide des roches étudiées.

- La contamination crustale

La modélisation quantitative basée sur l'évolution des éléments majeurs, confirmée par l'analyse qualitative des éléments en traces, appliquée à l'évolution des magmas intermédiai-



Fig. 79. - Diagramme Ta/Yb *versus* Th/Yb (Pearce, 1982), voir interprétation dans le texte. Cercles vides = groupe I; cercles pleins = groupe II; triangles = groupe III; croix = groupe IV.

res à acides a pu se faire sans apport ni départ d'éléments, ce qui suggère une faible influence de la contamination crustale lors de cette étape. Néanmoins, elle n'a pu en rien préjuger de l'interaction magma de départ-croûte.

Le diagramme Ta/Yb versus Th/Yb (fig. 79) éclaire bien ce problème (Pearce, 1982). En effet, la contamination crustale affecte nettement plus le Th que le Ta (le Th est enrichi dans la croûte continentale) et le vecteur 'contamination crustale' est subvertical, comme d'ailleurs celui de la 'composante subduction' (le Th est mobile dans les fluides aqueux, non le Ta). Par contre, les vecteurs 'manteau pénéprimordial' (enrichi en tous les éléments hygromagmatophiles par rapport aux MORB) et 'cristallisation fractionnée' (les deux éléments s'enrichissent dans le liquide) sont à 45°. Les deux éléments sont normalisés par

rapport à l'Yb, pour tenter de réduire l'effet de la fusion partielle ou de la cristallisation fractionnée et permettre ainsi une comparaison avec d'autres marges actives. Dans ce diagramme, les groupes I et II du batholite des Iforas déterminent une tendance à 45° partiellement superposable à celles des Andes centrales (subduction) et de l'Iran (collision récente avec encore beaucoup de caractères de subduction). Elle peut être attribuée à une composante manteau pénéprimordial ou, plus probablement dans le cas des Iforas, à la cristallisation fractionnée. Aucune contamination crustale ne doit donc être invoquée sauf pour atteindre les valeurs définies par les coordonnées (a,b), début des tendances des groupes I et II (fig. 79). Cependant dans ce cas, une composante subduction peut également en être la cause. Les arachnogrammes vont montrer que cette dernière (déshydratation de la croûte océanique subductée) a joué et les isotopes indiqueront qu'une participation de la croûte continentale inférieure s'y superpose (voir plus loin). De toute manière, une contamination importante n'a pu se produire qu'au début de l'ascension du magma initial dans la croûte et non pendant la différenciation des termes acides.

Les groupes III et IV ont leurs roches les plus basiques (JPL381, JPL403, B20) qui possèdent des rapports Th/Yb plus bas. Le groupe III pourrait définir une tendance à 70°; par contre, le groupe IV indique plutôt d'abord un enrichissement en Th et ensuite un enrichissement conjoint du Th et du Ta, rejoignant en cela les deux premiers groupes. Il est donc logique d'interpréter l'évolution du groupe III dans le même sens. Pour les roches alcalines cela signifierait peut-être un magma primaire de composition intermédiaire comme Giret (1983) l'a suggéré dans l'Archipel des Kerguelen.

- La cristallisation fractionnée

Pearce (1983) a limité l'application de la méthode des arachnogrammes aux basaltes, ce qui lui a permis de négliger les effets de la cristallisation fractionnée. Dans le cas des Iforas, ce n'est évidemment pas possible, des corrections sont nécessaires; nous avons tenté de les évaluer. Soulignons que quelle que soit la précision de ces corrections, les résultats resteront toujours approximatifs et les chiffres avancés ne seront jamais que des estimations destinées à donner une idée du taux de participation de chaque source et à évaluer les différences entre chaque groupe.

Le rôle de la cristallisation fractionnée peut être évaluée à l'intermédiaire de l'arachnogramme dans lequel les points représentatifs de plusieurs roches d'un même massif sont reportés (fig. 80 à 82). En effet, ces graphiques visualisent d'une manière synthétique l'évolution des différents éléments reportés au cours de la différenciation (cette dernière est représentée par les teneurs en silice).

Ils permettent ainsi de savoir si la concentration en un élément donné de la roche la plus basique de chaque unité magmatique constitue un maximum, un minimum ou éventuellement une valeur proche de celle du magma initial. Cela étant connu, le spectre de la roche la plus basique peut être étudié en tant qu'approximation du magma initial.

Les arachnogrammes de 7 plutons ou faisceaux de filons sont représentés sur les figures 81 et 82. Deux arachnogrammes de référence (basaltes du Chili central et divers basaltes calco-alcalins continentaux; Pearce, 1983; fig. 80) sont également représentés pour comparaison. La similitude existant entre les spectres des trois groupes calco-alcalins des Iforas entre eux (fig. 81) ainsi qu'avec les basaltes de référence (fig. 80), est frappante. Lors de cette dernière comparaison, il ne faut pas oublier que le spectre «Iforas» est représenté par une granodiorite (65% SiO₂), plus différenciée. Il s'ensuit des variations dues au fractionmement (voir plus bas) dont les plus spectaculaires sont les dépressions du titane et du phosphore, manifestement dues à ce phénomène, comme le démontre bien l'évolution des spectres de Telabit lors de la différenciation (fig. 81d).



Fig. 80. - Arachnogramme de comparaison des basaltes calco-alcalins de diverses régions (Pearce, 1983) montrant la similitude qui existe entre eux et avec le batholite des Iforas (Adma).

Les différentes évolutions des teneurs des éléments étudiés dans ces arachnogrammes ressortent bien. Il est possible, pour les magmas calco-alcalins (groupe I à III), de les résumer comme suit :

1) dans la séquence principale :

dans les trois groupes (fig. 81) :

- s'enrichissent dans les liquides : K, Rb, Ba, Th, Ta;

- s'appauvrissent dans les liquides : Sr, P, Ti;

dans le groupe I :

- s'enrichissent également : Nb, Ce, Sm, Y;
- varient peu : Hf, Zr (sauf en fin de cristallisation);

dans les groupes II et III :

- varient peu : Nb, Ce, Zr, Hf ainsi que, dans une moindre mesure, Y, Yb.

2) en fin de cristallisation, les groupes II et III sont marqués par la chute de plusieurs éléments : Ba (très net), K, Ce, Zr, Hf, Sm.

L'évolution de l'Yb (et de l'Y, qui le suit) est plus complexe (voir l'étude des terres rares).





Fig. 81. - Arachnogrammes de quatre ensembles calco-alcalins. Les nombres à gauche du numéro d'échantillon représentent la teneur en silice. a. Tonalite d'Erecher (groupe II); b. granodiorite d'Adma (groupe II); c. monzogranite fin d'Aoukenek (groupe II); d. faisceau de filons E-W de Telabit (groupe III).

Le rubidium, en cette fin de cristallisation voit sa concentration se stabiliser.

Cela indique le rôle majeur du feldspath K qui possède un Kd(FK/liquide) pour le Rb vers 0,9 (Irving, 1978; Long, 1978). La biotite peut également avoir joué un rôle non négligeable [le Kd(Bi/FK) pour le Rb est proche de 2, Albuquerque, 1975] mais néanmoins moindre que celui du feldspath K.

On peut donc conclure qu'en prenant les spectres des roches les plus basiques :

- deux éléments (P et Ti) sont trop affectés par la cristallisation fractionnée pour qu'on puisse estimer leur concentration dans le magma initial;
- les éléments mobiles et susceptibles de provenir de la croûte océanique subductée (K, Rb, Ba, Th) risquent d'être surévalués sauf le Sr qui, au contraire, sera sous-évalué;
- le Nb, Ce, Zr, Hf et Sm devraient être bien estimés, avec une légère réserve pour le groupe I;
- l'Y, l'Yb et le Ta paraissent surtout ne varier qu'à la fin ou au milieu de la différenciation; les teneurs des roches les plus basiques devraient donc correspondre à celles du magma initial.

Ces conclusions se retrouvent sur le diagramme de comparaison des arachnogrammes des Iforas avec les basaltes de marges continentales actives (fig. 80) : dans les Iforas, K, Rb, Ba et Th sont plus élevés, Sr, P et Ti sont plus bas, les autres éléments étant comparables.

Les roches alcalines ne comportent que très peu de représentants en dessous de 70% SiO₂ et la roche la plus basique fait 64% SiO₂. Ceci, outre la grande variabilité en éléments en traces souvent soulignée dans ce travail, rend illusoire la recherche de règles dans ce groupe à ce stade de l'étude des roches alcalines des Iforas. Il faut cependant noter que (fig. 82) :



114



Fig. 82. - Arachnogrammes des trois ensembles alcalins. Les nombres à gauche du numéro d'échantillon représentent la teneur en silice. Pour le granite de Tahrmert, les teneurs en zirconium ont également été notées. a. granite alcalin hypersolvus de Tahrmert; b. filons N-S; c. complexe annulaire de Kidal. L'échantillon JPL234 est albitisé.

- les spectres alcalins ont une allure similaire à celle des groupes calco-alcalins et n'ont pas la forme plate des basaltes intra-plaques classiques (Pearce, 1983), ceci sans tenir compte des valeurs absolues, puisque nous comparons des syénites et des granites à des basaltes; cela indiquerait qu'une composante subduction existe toujours, sauf si le fractionnement lors de la cristallisation fractionnée a été tel qu'il peut être rendu responsable seul de l'enrichissement en Rb, K, Th et Ba par rapport à Ta, Nb, Zr, ...; quoique peu probable, cette hypothèse ne peut être rejetée par manque de roches basiques.
- le niveau de base déterminé par l'Yb est plus élevé.

Il peut paraître audacieux de tenter de définir les caractéristiques des magmas initiaux à partir de roches en général intermédiaires, sur base d'une méthode relativement empirique. Plusieurs points soutiennent cette façon de faire : 1) Telabit comprend une roche basique (54% SiO2) et constitue donc un garde - fou; 2) le but principal de cette section est d'étudier l'évolution géochimique d'un groupe à l'autre, c'est-à-dire le passage du calco-alcalin à alcalin; 3) les éléments comparables dans le modèle de Pearce, basé sur les basaltes, se comporte de la même manière (ex : Nb-Ta-Zr-Hf); 4) comme nous le verrons, l'ensemble des résultats (calcul de balance de masse des majeurs, arachnogrammes, isotopes) convergent vers une même conclusion, ce qui témoigne d'une très bonne consistance interne, et renforce chaque méthode.

b. Détermination de la contribution des différents réservoirs terrestres dans la genèse du batholite des Iforas sur base des arachnogrammes

Sur base des réflexions qui précèdent, il est possible de tenter une évaluation grossière des proportions des sources impliquées dans la genèse des magmas du batholite des Iforas et particulièrement d'en déduire une évolution dans le temps. Les arachnogrammes des roches les plus basiques de chaque massif étudié sont consignés dans la figure 83 (a à f).

Mais tout d'abord quelques considérations générales :

- la similitude de ces graphes avec ceux relatifs aux basaltes andins où aucune contamination crustale n'est décelée (fig. 80, Pearce, 1983: Thorpe et al., 1976; Hawkesworth et al., 1979a), permet de penser que ne pas la prendre en considération ne dénaturera pas les conclusions dans le cas des magmas des Iforas. Aucune teneur anormalement haute en Ba ou en Th n'est d'ailleurs remarquée;
- les courbes qui réunissent la contribution de chaque source profonde ont été tracées comme suit (d'après Pearce, 1983) :
 - 1. la droite des concentrations dues à la source MORB est une horizontale passant par Yb:
 - l'enrichissement caractéristique du manteau pénéprimordial passe par Hf-Zr et ensuite par Nb-Ta (Hf seul quand Zr est appauvri, et Nb seul quand Ta est enrichi de manière suspecte) pour retomber légèrement vers Sr. C'est pour ce dernier élément que la courbe est la moins bien déterminée;
 - 3. il n'est tenu aucun compte des teneurs en P et Ti;

Le fait de subdiviser la participation mantellique en deux extrêmes est probablement schématique. Cependant, il apparaît de plus en plus, surtout par les études isotopiques, que deux pôles ou plus existent dans le manteau, même dans les zones de subduction (Gill, 1984). D'autre part, cette étude va montrer dans le cas des Iforas une évolution de la part mantellique (c'est-à-dire en excluant la part revenant à la déshydratation de la croûte océanique) depuis le groupe I jusqu'au groupe IV, qui peut s'expliquer par des rapports manteau appauvri/ manteau pénéprimordial différents. L'appel à un manteau propre à chaque groupe est également théoriquement possible mais relèverait plutôt d'un *deus ex machina*.







Fig. 83. - Arachnogrammes des échantillons les plus basiques des groupes des fig. 81 et 82. La ligne horizontale dont l'indice est indiqué sur l'axe des Y représente la participation d'un manteau appauvri (type MORB), la zone hachurée vers la gauche celle du manteau pénéprimordial (type OIB) et la zone hachurée vers la droite celle de la croûte océanique subductée (déshydratation). Comparer avec la fig. 77b.

Des calculs de proportions des différents réservoirs sont reportés dans le tableau 6 pour quelques éléments : Sr et Th (éléments mobiles), Nb et Hf (éléments immobiles), Ce, à l'enrichement particulier, et Yb, représentant le niveau de base. Le rapport 'manteau pénéprimordial'/'manteau type MORB'; moins influencé par la cristallisation fractionnée, est particulièrement intéressant.

En effet, les courbes du MORB et du MP sont basées sur Yb, Hf et Nb, trois éléments dont les concentrations varient très peu au début de la différenciation et peu affectés par une éventuelle contamination crustale (Thompson *et al.*, 1982). L'enrichissement des éléments mobiles (K, Rb, Ba, Th) lors de la cristallisation fractionnée va exagérer le pourcentage de la 'composante subduction' seulement. Pour le Sr, la 'composante subduction' et même éventuellement le 'manteau pénéprimordial', peuvent être sous-estimés.

Il est important de rappeler que les pourcentages calculés dans ce tableau représentent la part de chaque source dans la concentration d'un élément mais que cela ne signifie pas, bien entendu, la part en volume de la source à l'origine de la concentration en cet élément. Pour ce faire, il est nécessaire de tenir compte des teneurs de chaque source en l'élément donné. Cette considération n'a cependant pas d'importance pour la détermination de l'évolution au cours du temps de la participation de chaque source dans la genèse des différents groupes.

Sr	S	Р	М	Th	S	Р	М	Ce	S	P	М
Er	48	35	17		93	5	2		73	18	9
Ad	22	65	13		95	4	1		67	27	6
Ak	0	80	20		98	2	0		66	28	6
Te	26	63	11		58	38	4		64	32	4
NS	0	78	22		85	14	1		63	34	3
Nb	S	Р	M	Hf	S	Р	М	ΥЪ	S	Р	М
Er	0	67	33		0	71	29		0	0	100
Ad	0	84	16		0	80	20		0	0	100
Ak	0	85	15		0	79	21		0	0	100
Te	0	90	10		0	86	14		0	61	39
NS	0	89	11		0	91	9		0	78	22

A. Pourcentage de participation pour 6 éléments:

S= composante subduction; P= manteau pénéprimordial; M= manteau MORB; Er= Erecher; Ad= Adma; Ak= Aoukenek; Te∓ Telabit; NS= filons N-S,

B. Rapport manteau pénéprimordial/manteau MORB, pour 6 éléments:

	Erecher	Adma	Aoukenek	Telabit	Filons N-S
Sr	2	5	5	5.7	3.5
Th	2.5	4	6	9.5	14
Ce	2	4	4.7	8	11.3
Nb	2	5.3	5.7	9	8.1
Hf	2.4	5	3.8	6.1	10
Yb	0	0	0	1.6	3.5

Les observations sur chaque groupe sont les suivantes :

GROUPE I : L'arachnogramme de l'échantillon JPL286 de la tonalite d'Erecher (groupe I) est représenté sur la fig. 83a. Le niveau MORB se situe vers une valeur normalisée de 0,45. Cette valeur, plus basse que les MORB classiques, est typique des magmas des marges actives.

Plusieurs explications ont été proposées pour ces basses teneurs mais toutes reposent sur une augmentation des teneurs en H2O dans le manteau, eau provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée : elle autorise soit la présence de phases résiduelles concentrant les éléments incompatibles tels que rutile, sphène ou zircon (en augmentant la fugacité d'oxygène; Dixon et Batiza, 1979; Saunders*et al.*, 1980); soit un degré de fusion partielle plus élevé (en abaissant le solidus; Pearce et Norry, 1979); ou alors la refusion d'un manteau déjà appauvri (également en abaissant le solidus; Green, 1973). Les trois processus peuvent d'ailleurs travailler conjointement (Pearce, 1982).

La courbe du manteau pénéprimordial est bien déterminée par le Ta, Nb, Zr et Hf; tous quatre ont la mênie valeur de normalisation (vers 1,4). Les éléments mobiles (Sr, K, Rb, Ba, Th) plus le Ce sont enrichis par les fluides provenant de la plaque océanique subductée. Le tableau 6 montre que ces éléments mobiles (+ Ce) doivent leur teneur aux trois sources. Le pourcentage de la composante subduction est proportionnel au coefficient de partage D défini plus haut (fig. 78). Pour tous les éléments (sauf Yb), le rapport MP/MORB est similaire (2 à 2,5).

GROUPE II : Les deux plutons du groupe II (Adma et Aoukenek; fig. 83b,c) délivrent des spectres fort similaires et, hormis les valeurs absolues, semblables à celui d'Erecher. Les niveaux de base (MORB) sont également très proches : 0,47 et 0,55 pour 0,45 à Erecher. Le rapport normalisé du manteau de type MORB, influencé par la déshydratation de la croûte océanique sous les Iforas au Pan-Africain, pour ces éléments, peut donc être fixé à 0,50. Le taux de participation de la 'composante subduction' est sensiblement égale à celle de la tonalite d'Erecher, sauf en ce qui concerne le Sr. Les valeurs basses de cet élément découlent probablement de la cristallisation fractionnée. Le rapport MP/MORB, par contre, est plus élevé (4-6). La source des magmas tardi-collision (mais engendrés lors de la collision) est donc semblable à celle mobilisée lors de la subduction mais avec une participation plus importante du manteau pénéprimordial (pour les éléments étudiés, bien sûr) exceptés l'Y et l'Yb, qui proviendraient exclusivement du manteau de type MORB, comme le suggère d'une manière générale Pearce (1983). Cette dernière interprétation est logique en ce qui concerne le groupe II des Iforas étant donné les concentrations déjà très basses en ces éléments.

GROUPE III : le faisceau de Telabit, post-tectonique, possède un spectre similaire aux précédents mais avec un niveau de base nettement plus élevé, vers une valeur normalisée de 1,3 (fig. 83d). Comme la valeur du manteau de type MORB sous les Iforas au Pan-Africain a été estimée vers 0,50 aussi bien à travers les magmas tardi- que pré-tectoniques, il faut admettre que la différence provient du manteau pénéprimordial, qui pour la première fois libère de l'Yb et de l'Y. On ne peut invoquer un enrichissement dû à la cristallisation fractionnée puisque l'échantillon de Telabit JPL381 est le plus basique des échantillons étudiés du batholite (54% SiO₂).

Cette augmentation du niveau de base impliquerait la déstabilisation partielle de phases minérales telle que le grenat, enrichi en TR lourdes et pourrait indiquer une participation plus totale, plus directe, du manteau pénéprimoridal. Le grenat apparaît comme une phase essentielle dans la genèse des roches alcalines, qu'il participe à la fusion ou qu'il reste en phase résiduelle.

Dans le groupe III, la participation du manteau pénéprimordial est bien déterminée par les autre éléments Ta, Nb, Zr, Hf. Les proportions calculées dans le tableau 6 indiquent des signatures peu différentes des groupes précédents, excepté un rapport MP/MORB plus élevé (6-10). Comme pour les groupes I et II, la 'composante subduction' du Sr est certainement sous-estimée. Le groupe III témoigne donc d'une participation plus importante et plus totale du manteau pénéprimordial, c'est-à-dire du manteau classiquement à l'origine des roches alcalines.

GROUPE IV : pour l'alcalin, il semble à nouveau que les phénomènes géologiques qui séparent les roches de leur sources soient moins transparents que dans le cas des magmas calco-alcalins. Deux spectres ont été sélectionnés : l'un à tendance métalumineuse (éch. JPL403, filons N-S), l'autre à tendance hyperalcaline (éch. B20, complexe annulaire de Kidal). La lecture de leur arachnogramme (fig. 83e) et du tableau 6 (basé sur JPL403) permet d'écrire les conclusions suivantes :

- la ligne de base est plus élevée que dans le spectre de Telabit, le plus élevé des magmas calco-alcalins. Cela indique une plus grande participation du manteau pénéprimordial;
- la forme des arachnogrammes des magmas alcalins n'est pas fondamentalement différente de celle des groupes calco-alcalins. Les éléments provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée participent donc toujours, même si c'est dans une proportion moindre;
- l'échantillon hyperalcalin, à peine plus basique que l'échantillon métalumineux (64% et 67% SiO₂) est systématiquement appauvri (sauf en K, Ba et Y), particulièrement en Sr, Zr et Hf. Pourtant, des échantillons des deux types existent aussi bien dans le complexe annulaire de Kidal que dans celui de Timedjelalen, et se trouvent placés sur des mêmes bonnes isochrones Rb-Sr (fig. 32 et 35), ce qui indique qu'ils sont cogénétiques. Ces différences sont probablement imputables au fractionnement de minéraux différents et ce, avant le stade syénitique;
- en se basant sur l'échantillon métalumineux, aux processus de fractionnement probablement plus proches de ceux des magmas calco-alcalins, il ressort que le rapport MP/MORB du groupe alcalin est plus élevé que pour le groupe III, qui apparaît à nouveau comme un intermédiaire.

3. CONCLUSIONS

L'étude des éléments hygromagmatophiles sur arachnogrammes parvient aux conclusions suivantes :

- Les éléments réputés hygromagmatophiles ne le sont pas tous dans le cas présent : tout au long de la différenciation, Sr, Ti et P décroissent régulièrement. K, Rb, Ba, Th et Ta sont réellement hygromagmatophiles, sauf à la fin du fractionnement lors de la cristallisation des minéraux potassiques (feldspath K et biotite) où K, Ba, Ce, Zr, Hf et Sm décroissent et où Rb se stabilise. En dehors de cette période, Nb, Ce, Zr et Hf ont des teneurs relativement constantes et constituent de bons marqueurs des concentrations des magmas initiaux.
- La proportion de manteau pénéprimordial dans le magma initial augmente avec le temps pour devenir importante à partir du groupe III, qui possède des teneurs intermédiaires entre les groupes I et II calco-alcalins et le groupe IV alcalin. Les éléments hygromagmatophiles s'enrichissant fortement dans les liquides du début de fusion, leurs teneurs sont très sensibles à de faibles variations de cette dernière. C'est probablement pour cette raison que les éléments majeurs ne sont marqués par le manteau pénéprimordial qu'à partir du groupe III post-tectonique.
- Tous les groupes, même l'alcalin, ont une forte proportion de Sr, K, Rb, Ba et Th, éléments mobiles dans l'eau ainsi que de Ce, l'ensemble provenant de la déshydratation de la plaque subductée. Tous ces magmas sont donc liés, plus ou moins fortement, à la subduction, même les granites alcalins ou hyperalcalins à caractères anorogéniques.
- l'Y et l'Yb du manteau pénéprimordial participent à la genèse des groupes III et IV, indiquant une contribution plus directe de ce manteau (ces deux éléments sont considérés comme peu hygromagmatophiles). Ceci est un point important pour le modèle pétrogénétique.
- Aucune contamination crustale ne se déclare nettement. Si elle existait, elle devrait surtout enrichir K, Ba, Rb et Th et se superposer à la 'composante subduction' et n'interférerait que très peu sur le rapport MP/MORB. De toutes manières, l'augmentation conjointe du Th (abondant dans la croûte continentale) et du Ta (peu abondant), par exemple, nie plutôt une contamination importante par la croûte continentale lors de la différenciation. Cette dernière a été en conséquence négligée dans les calculs.

B. DONNEES ISOTOPIQUES SUR LES DIFFERENTES REGIONS-SOURCES

La géochimie a montré que le processus de cristallisation fractionnée rend compte de l'évolution des magmas des lforas et, via une quinzaine d'éléments hygromagmatophiles, d'apercevoir l'origine première des magmas étudiés, bien qu'elle ait été partiellement occultée suite au développement du processus de fractionnement.

L'étude des rapports isotopiques initiaux va permettre de retourner plus directement aux régions-sources : les rapports isotopiques d'élements lourds tels que le Sr, le Pb ou le Nd ne sont pas modifiés, ou alors de manière tout-à-fait négligeable, ni par la fusion partielle ni par la cristallisation fractionnée. Des variations perceptibles de ces rapports ne peuvent se produire que par mélange ou par contamination.

Une remarque mérite d'être soulignée : comme pour les éléments hygromagmatophiles, les taux de participation de chaque source peuvent varier d'un isotope à l'autre. De la mise en évidence d'une participation crustale par l'étude des rapports isotopiques ne résulte pas *ipso facto* la fusion de la croûte continentale. Bien entendu, à partir des données d'un élément, il est possible de tirer des conclusions pour les autres : un taux de contamination donné par un élément ou un isotope constitue une valeur maximale pour tous les éléments moins mobiles que lui et une valeur minimale pour tous ceux qui sont plus mobiles, dans les conditions envisagées. Il est important de se souvenir que les isotopes radiogéniques sont très mobiles (i.e. Delhal *et al.*, 1971) et que le taux de contamination qu'ils déterminent sont en général de loin supérieurs à ceux des éléments majeurs.

Les magmas du batholite des Iforas sont susceptibles de résulter du mélange-sans préciser pour le moment le processus- de plusieurs sources, mantelliques ou crustales qui, à l'échelle du globe, sont très hétérogènes. Il est donc utile de caractériser ces différentes sources sur des ensembles lithologiques qui constituent l'encaissant cartographié au voisinage du batholite et qui s'identifient ou se rapprochent de ces différents pôles.

L'évaluation, pour chaque unité magmatique, du rôle de chaque région-source permettra la caractérisation de l'environnement géodynamique de ces unités, car on ne peut solliciter n'importe quelle source dans n'importe quelles conditions.

Les différents réservoirs terrestres sont :

- le manteau appauvri (type MORB),
- le manteau pénéprimordial (type OIB),
- la croûte océanique subductée,
- la croûte continentale inférieure,
- la croûte continentale supérieure.

Dans une zone de subduction, les trois premières sources peuvent participer conjointement à la naissance des magmas. Cette source composite sera appelée ci-après «source mantellique subductogène».

Comme on l'a vu lors de la définition du cadre géologique (chap. I.B, 2), différents candidats provenant de l'Adrar des Iforas sont susceptibles de représenter ces sources ou contaminant. Cette section va montrer que les caractéristiques isotopiques de ces unités corroborent les interprétations préliminaires qui étaient :

- l'arc insulaire du Tilemsi pour la source mantellique subductogène (essentiellement manteau appauvri);
- l'unité granulitique des Iforas, d'âge Archéen ou Protérozoïque inférieur, pour la croûte continentale inférieure;
- les unités métasédimentaires supracrustales, l'Assemblage Kidalien, ainsi que le batholite



Fig. 84. - Diagramme SiO2 *versus* (* Sr/**Sr)i pour l'arc insulaire du Tilemsi montrant l'uniformité des RiSr malgré la diversité pétrographique (de 42 à 68^c č SiO2). Symboles (voir texte et annexe 6bis : 1 = groupe Ia; 2 = groupe IIa; 3 = groupe IIb; 4 = groupe IIc; 5 = groupe IIIa; 6 = groupe IIIb; 7 = groupe Va; 8 = groupe Vb. Les groupes I, II et III sont pré-tectoniques (vers 720 Ma), le groupe V est syn- à tardi-tectonique (vers 600 Ma).

lui-même, pour la croûte continentale supérieure.

Ces différentes lithologies sont décrites dans le chapitre I.B, 2.

1. LA SOURCE MANTELLIQUE SUBDUCTOGENE : L'ARC INSULAIRE DU TILEMSI

27 échantillons de la bande Tessalit-Anefis répartis en 8 groupes selon R. Caby (comm. pers.), ont été analysés pour les isotopes du Sr (annexe 6). Une description lithologique sommaire de ces échantillons est donnée dans l'annexe 6bis.

Les valeurs très faibles des rapports Rb/Sr des échantillons analysés ne permettent pas l'établissement d'isochrones; par contre, elles rendent négligeables les erreurs sur la correction du rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr pour la désintégration du ⁸⁷Rb depuis la cristallisation des roches, et sur l'âge des massifs étudiés. Le rapport initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (= RiSr) de chaque échantillon peut ainsi être obtenu en se basant sur les âges disponibles par la méthode U-Pb sur zircon pour les groupes pré-tectoniques (Caby *et al.*, 1986) et sur les âges déterminés pour la collision dans le domaine du batholite juste à l'est, pour les massifs syn-tectoniques (vers 600 Ma, ce travail; Bertand et Davison, 1981; Andreopoulos-Renaud, en prép.).

Le problème d'une perturbation éventuelle du système Rb-Sr des termes prétectoniques lors de la collision peut également être négligé.

En effet :

1) la collision entre le bouclier Touareg et le craton ouest-africain a relativement épargné l'Adrar des Iforas, qui a bénéficié de la protection d'un rentrant du craton (Black *et al.*, 1980); une collision violente de type himalayen a pu par contre se produire plus au sud, au Bénin (Burke et Dewey, 1972). De plus, le caractère oblique de la collision (Boullier, 1982; Ball et Caby, 1984) a favorisé le coulissage de blocs le long de nombreux accidents N-S décrochants du bouclier, ce qui a atténué les effets de la collision. Les termes pré-tectoniques de la bande Tessalit-Anefis ont donc été relativement épargnés et ont pu conserver leurs caractéristiques essentielles.

2) La collision a eu lieu au plus une centaine de millions d'années après la cristallisation de la majorité des intrusions pré-tectoniques. Pendant ce laps de temps, la production de * Sr radiogénique a été

très faible (roches à rapport Rb/Sr très bas : de 0,00 à 0,08, annexe 6) et des réhomogénéisations locales éventuelles n'ont dû avoir que des conséquences négligeables sur les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr des échantillons étudiés. Par exemple, une roche au rapport Rb/Sr voisin de 0,035 (moyenne des 27 échantillons analysés) verrait son rapport ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr augmenter en 100 Ma de 0,00014, c'est-à-dire qu'il passerait de 0,70280 à 0,70294.

Toutes les roches de la bande Tessalit-Anefis qui ont été analysées possèdent des RiSr aux alentours de 0,7030 (annexe 6). Les deux gabbros de la «pseudo-ophiolite» d'Ibilalene ont des RiSr sensiblement plus bas (0,70235 \pm 0,0006). Les autres groupes pré-tectoniques ou syn-tectoniques fournissent des valeurs homogènes compte tenu de la diversité pétrographique des échantillons (fig. 84); les moyennes des différents groupes sont : groupe IIa : 0,7029 \pm 0,0003; IIb : 0,7033 \pm 0,0004; IIIa : 0,7027 \pm 0,0001; IIIb : 0,7030 \pm 0,0004; Va : 0,7033 \pm 0,0011 ou 0,7031 \pm 0,0004 (sans les échantillons IC1635 et IC1642 qui appartiennent à un même pluton au rapport Rb/Sr moyen nettement plus élevé que la moyenne). Cette homogénéité des rapports initiaux du Sr indique que la source des différentes unités étudiées était commune et que, entre autre, son rapport Rb/Sr est resté faible de 700 à 600 Ma (les RiSr des magmas à 600 Ma ne sont pas plus élevés que ceux de 700 Ma).

Ainsi, dans l'arc du Tilemsi, la source des massifs pré-tectoniques engendrés lors de la subduction a continué tout au long de la collision à produire des magmas similaires (massifs syn-tectoniques). Cette observation correspond aux conclusions de l'étude géochimique sur le batholite (chap. II.A, 2).



Fig. 85. - Diagramme ^{8:}Sr/⁸⁶Sr *versus* ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd pour l'arc insulaire du Tilemsi. Les limites des rides atlantique et indiennes sont de Hamelin *et al.* (1986). Symboles : 1 = échantillons pré-tectoniques; 2 = échantillons syntectoniques.



Fig. 86. - Diagrammes ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb *versus* ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (a) et *versus* ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (b) pour l'arc insulaire du Tilemsi. Les différentes limites de références ont été tracées d'après Hamelin *et al.* (1986) et Sun (1980). Symboles : L éch. prétectoniques; 2. éch. syn-tectoniques; x. basaltes de la ride est-indienne (Hamelin *et al.*, 1986).

Les valeurs de RiSr citées ci-dessus exigent soit une participation importante du manteau appauvri, ce qui est compatible avec un environnement d'arc insulaire, soit avec une origine dans une croûte continentale inférieure très appauvrie en éléments lithophiles. Les isotopes du Sr seuls ne peuvent en effet, en toute rigueur, distinguer ces deux réservoirs. Il était donc nécessaire de préciser la nature de la source de la bande Tessalit-Anefis par quelques analyses des isotopes du Nd et du Pb d'échantillons représentatifs (annexe 8 et 9).

Les roches, dont l'environnement géodynamique est bien connu et ne comporte pas d'ambiguïté, sont récentes. La comparaison des représentants de la bande Tessalit-Anefis avec ces roches implique une correction des rapports isotopiques pour la différence d'âge entre le Pan-Africain et l'époque actuelle. Deux méthodes sont possibles : ramener toutes les valeurs isotopiques des sources mantelliques actuelles au Pan-Africain ou inversément corriger les rapports initiaux des roches étudiées pour les 600 à 700 Ma. Les deux méthodes entraînent des erreurs dues à l'estimation des rapports Rb/Sr, Sm/Nd et U/Pb de la source. Nous avons préféré la deuxième méthode car les roches étudiées n'ont pas toutes le même âge. Pour éviter une interprétation a priori, les valeurs globales terrestres ont été adoptées pour les rapports Rb/Sr et Sm/Nd. Par contre, le rapport U/Pb terrestre moyen est mal connu et les rapports des échantillons ont été perturbés à une époque récente (valeurs de µ variant de 1 à 13), ainsi que c'est habituellement le cas dans des conditions de subsurface (Rosholt et al., 1973). Comme les quatre échantillons analysés sont très peu différenciés, leur rapport U/Pb primaire a dû être relativement proche de celui de leur source, puisque le processus d'extraction du manteau fractionne peu le rapport U/Pb, contrairement aux rapports Rb/Sr et Sm/Nd (Brévart et al., en prép.). Ceci est confirmé par les rapports isotopiques 206Pb/204Pb des roches du Tilemsi qui sont plus bas que les MORB atlantiques alors que la différenciation magmatique tend à augmenter le rapport U/ Pb, auquel est très sensible la valeur actuelle du rapport 200 Pb/204 Pb de roches âgées de 600 à 700 Ma. Les rapports des isotopes du Pb mesurés sont en conséquence adoptés comme la meilleure évaluation de la composition que la source de l'arc du Tilemsi aurait eu à l'époque actuelle et constituent donc les valeurs les plus adéquates pour la comparaison avec les roches actuelles d'origine mantellique.

Le diagramme ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd *versus* ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (fig. 85) montre que les roches de TessalitAnefis ont des rapports isotopiques du Nd comparables aux MORB, *ce qui élimine définitivement une origine dans la croûte continentale inférieure*. Les rapports isotopiques du Pb sont également comparables à ceux des MORB (fig. 86). Dans les deux cas, les valeurs de Tessalit-Anefis se rapprochent le plus de celles définies par les basaltes actuels de l'océan Indien (fig. 87b). L'environnement d'arc insulaire sur la base des données de terrain (Caby, 1981) est donc confirmé ¹.

Par ailleurs, les valeurs des rapport isotopiques du Sr sont, par rapport aux MORB indiens, plus élevés (voir diagramme entre l'arc du Tilemsi et les MORB actuels de l'océan Indien, fig. 87a). Ceci peut être expliqué par le fait que les échantillons pris pour représenter les MORB sont des basaltes jeunes et frais des rides alors que la croûte océanique participant à la genèse des magmas d'arc insulaire ne comprend que des basaltes vieux, donc altérés par l'eau de mer.

Lors de cette altération, seuls les rapports isotopiques du Sr sont affectés car les concentrations en Nd et en Pb dans l'eau de mer sont extrêmement faibles : des échantillons altérés des fonds océaniques n'ont pas montré de variations significatives ni des rapports isotopiques du Nd (O'Nions *et al.*, 1978) ni du Pb (Bass *et al.*, 1973; Meijer, 1976; Church et Tatsumoto, 1975), contrairement à ceux du Sr. Sur la figure 87a, est représenté le champ des échantillons de la vieille croûte océanique indienne (Dupré et Allègre, 1983) champ où sont également situés les échantillons de l'arc du Tilemsi.

L'augmentation des rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, relativement aux isotopes du Nd et du Pb par contamination crustale est peu probable pour les marges actives en général, car ces valeurs plus élevées sont typiques

¹ En conséquence, le terme «arc insulaire du Tilemsi» sera dorénavant employé.



Fig. 87. - Diagrammes ²⁵⁰Pb/²⁵⁴Pb versus ⁸⁷Sr/⁸⁰Sr (a) et versus ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (b). Les limites de référence ont été tracées d'après Hamelin et al. (1986), Dupré et Allègre (1983) et Sun (1980). Symboles : 1, éch. pré-tectoniques; 2. éch. syn-tectoniques; 3. basaltés de la ride est-indienne (Hamelin et al., 1986).

aussi bien des arcs insulaires intra-océaniques (Hawkesworth, 1982) que des cordillères continentales, ce qui exclut la contamination crustale comme processus unique.

Dans la genèse de l'arc du Tilemsi, une contamination par sédiments subductés ne peut être totalement éliminée mais s'il y en a eu, elle a dû être relativement faible. En fait, comme nous l'avons dit plus haut, les valeurs des rapports isotopiques du Pb, du Nd et du Sr se rapprochent clairement de celles déterminées par la croûte océanique indienne (croûte altérée dans le cas du Sr) et les modèles applicables aux rapports isotopiques des MORB de l'océan Indien le sont aussi à ceux de l'arc du Tilemsi (fig. 87a, b).

Plusieurs hypothèses ont été émises, mais dans tous les cas, il s'agit d'un mélange où doivent intervenir plus de deux composants (éventuellement deux composants mais dont l'un est hétérogène) car un mélange simple entre deux termes homogènes ne suffit pas (Langmuir *et al.*, 1978). Deux modèles ont été proposés récemment :

1) Les MORB de l'océan Indien proviendraient d'un mélange entre un terme extrême homogène MORB pur de «type atlantique» (manteau supérieur; Dupré et Allègre, 1980) dont les caractéristiques seraient ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,702; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 17,2; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,4; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 36,8; & Nd = +13 (Dupré et Allègre, 1983) et un autre composant plus radiogénique et hétérogène qui serait à l'origine des basaltes des îles océaniques (=OIB, manteau inférieur (?), Dupré et Allègre, 1983; Shilling, 1973). L'hétérogénéité de ce second réservoir pourrait être due soit à une mauvaise convection du manteau inférieur qui aurait ainsi des domaines appauvris et d'autres primitifs, soit à une injection profonde de sédiments subductés (Dupré et Allègre, 1983). Les isotopes de l'hélium (Kurz et al., 1983) favorisent plutôt la deuxième possiblité, car contrairement aux autres systèmes isotopiques, la signature du manteau primitif n'est pas située entre celle du manteau appauvri et celle de la croûte continentale, ce qui permet de mieux repérer la participation évetuelle de sédiments. 2) Des valeurs de «type atlantique» n'ayant jamais été mesurées dans l'océan Indien (le terme MORB «pur» est tout à fait hypothétique), Hamelin et al. (1986) préfèrent l'idée d'un MORB appauvri différent pour l'océan Indien qui aurait une histoire ancienne. Il résulterait d'un mélange d'un MORB «normal» avec un composant «Dupal» (Hart, 1984), c'est-à-dire un composant à haut *7Sr/86Sr et 207Pb/204Pb et bas 206Pb/204Pb et 1+1Nd/1+4Nd, il y a plusieurs centaines de millions d'années et depuis lors homogénéisé. Ce composant 'Dupal' pourrait être une croûte océanique subductée avec sédiments et injectée dans le manteau profond. L'existence ancienne de l'anomalie 'Dupal' est appuyée par les compositions de ce type qu'indique l'ophiolite tibétaine de Xigaze, agée de 100 Ma (Göpel et al., 1984). Dans cette hypothèse, l'arc du Tilemsi suggérerait même que l'anomalie isotopique actuellement décelée dans l'océan Indien existe depuis au moins 700 Ma. Le mouvement des plaques rend très difficile toute considération d'ordre géographique. Remarquons que le complexe annulaire sous-saturé du Tadhak, d'âge Permien (Liégeois et al., 1983), situé 100 km à l'ouest de l'arc du Tilemsi, semble posséder également une signature 'Dupal' (voir p.133, ainsi que Weis et al., 1987).

En conclusion, les isotopes du Nd, du Pb et du Sr des massifs de l'arc du Tilemsi possèdent la même signature que la croûte océanique altérée de l'océan Indien. Il n'est donc pas nécessaire de faire intervenir des sédiments subductés dans la source, dont on peut également se passer, par exemple, aussi bien dans l'arc insulaire des Mariannes (Meijer, 1976) que dans la cordillère des Andes (Francis *et al.*, 1977).

Les valeurs des rapports isotopiques de l'arc insulaire du Tilemsi constituent pour les Iforas à la fin du Précambrien la référence 'source mantellique subductogène' à laquelle on peut attribuer les paramètres isotopiques suivants (à 600 Ma) : ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr = 0,7030$; $\varepsilon Nd = +8$; ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb = 16,75$; ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb = 15,43$.

2. LA CROUTE CONTINENTALE INFERIEURE : L'UGI

Une sélection de neuf échantillons représentatifs de l'UGI (Unité Granulitique des Iforas) a été effectuée sur la base des travaux de terrain de A.M. Boullier et J.M. Bertrand (annexe 7). L'échantillon IC205, très radiogénique, a été exclu de la moyenne pour ne pas risquer de surévaluer la composition isotopique de l'ensemble. La moyenne sur les 8 échantillons restants est : $(^{87}Sr)^{86}Sr)$ 600 Ma = 0,7095.

Quatre rapports isotopiques du Nd ont été déterminés sur un échantillon éburnéen (Q178b, $T_{CHUR} = 1858$ Ma, $T_{DM} = 2058$ et 2350 Ma), deux autres d'âge archéen (JPL486, $T_{CHUR} = 2628$ Ma, $T_{DM} = 2659$ et 2898 Ma et JPL487, $T_{CHUR} = 2953$ Ma, $T_{DM} = 2915$ et 3288 Ma) et un d'âge intermédiaire (JPL485, $T_{CHUR} = 2290$ Ma, $T_{DM} = 2387$ et 2624 Ma). La moyenne des ϵ Na de ces quatre spécimens constitue une première approximation de la composition moyenne de l'UGI au Pan-Africain. Cette valeur se situe vers -23.

La valeur *7Sr/*6Sr moyenne peut paraître elevée par rapport aux croûtes inférieures très appauvries auxquelles les auteurs font souvent référence de manière théorique, dont l'exemple-type est évidemment le Lewisien d'Ecosse (Moorbath *et al.*, 1969). Cependant, les exemples similaires sont peu nombreux (Dupuy *et al.*, 1979); il semble qu'un appauvrissement aussi extrême de la croûte inférieure en Rb soit limité aux faciès de haute pression (Sighinolfi, 1971) et que les granulites soient généralement nettement plus appauvries en U qu'en Rb (Ben Othman *et al.*, 1984). La valeur de l'UGI est donc tout à fait acceptable pour une croûte inférieure normale et correspond à la valeur 0,7098.

3. LA CROUTE CONTINENTALE SUPERIEURE

La croûte continentale supérieure dans le batholite est extrêmement limitée. Il s'agit essentiellement de roches supracrustales (quartzites, marbres, pélites) qui ne pourraient agir que comme contaminant. Aucune enclave de ce type de matériaux n'a été trouvée dans les plutons étudiés. Seules des enclaves basiques, cogénétiques d'après la géochimie et les isotopes, ont été relevées. L'étude géochimique a démontré qu'une contamination crustale importante était improbable ou en tout cas superflue, lors de la différenciation basse pression des magmas du batholite, c'est-à-dire à un niveau structural élevé (croûte supérieure). Les filons E-W aussi bien que N-S déterminent de bonnes isochrones Rb-Sr basées sur différents dykes, ce qui exclut une contamination importante par une croûte supérieure d'âge nettement plus ancien que le batholite.

Toutes ces raisons, conjuguées avec les valeurs basses des rapports initiaux du Sr, rendent très peu probable une participation significative d'une croûte supérieure ancienne dans la genèse des magmas du batholite des Iforas.

Aucune roche de ce segment crustal n'a été analysée.

4. LE MANTEAU PENEPRIMORDIAL : LE COMPLEXE ANNULAIRE DU TADHAK

La Province permienne des complexes alcalins sous-saturés et des carbonatites du Tadhak se situe sur le bord oriental du craton ouest-africain granito-gneissique stabilisé il y a quelque 2000 Ma. Le contraste entre les intrusions et l'encaissant est donc tranché aussi bien par la lithologie que par l'âge.

L'Adrar Tadhak nous a fourni, fait rarissime, des isochrones U-Pb de bonne qualité dont les paramètres sont en accord avec ceux de la méthode Rb-Sr (fig. 88a, b; Weis *et al.*, 1987). Les rapports isotopiques initiaux issus de ces isochrones sont : ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18,71 et ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,59 (données : annexe 9). Pour rappel, le RiSr était de 0,70457 ± 4 (Liégeois *et al.*, 1983). Les isotopes du Nd ne sont pas disponibles.

Une comparaison avec des roches actuelles exige une correction pour l'âge permien de ces rapports. Pour ce faire, les valeurs de l'échantillon plutonique T29 (l'éch. aux rapports Rb/Sr et U/Pb les plus bas) ont été adoptés comme maximum. Le dyke T16 au rapport U/Pb très bas est rendu suspect par son rapport Rb/Sr très élevé.



Fig. 88. - Isochrones U-Pb du complexe annulaire permien de l'Adrar Tadhak.

Les rapports isotopiques du Sr et du Pb ainsi corrigés (remarquons que l'absence de correction ne modife pas fondamentalement les conclusions) se situent dans le champ des basaltes océaniques (OIB) et plus particulièrement dans une zone radiogénique de ce groupe, définie par les îles océaniques de l'Atlantique sud et de l'océan Indien.

Nous considérons ces rapports comme représentatifs de ceux de la source du Tadhak car seule une contamination crustale pourrait les modifier et cette dernière hypothèse peut être écartée. En effet, la composition radiogénique des rapports Pb du Tadhak exclut une contamination par de la croûte inférieure et une contamination par la croûte supérieure peut être éliminée pour plusieurs raisons :

- les roches du Tadhak sont sous-saturées (45 à 55% SiO₂, H. Bertrand, comm. pers.), ce qui interdit une contamination importante par une croûte silicique;
- l'interaction manteau-croûte n'est pas favorisée par la rapide ascension de ce type de magma (Bonin, 1982), accompagné au Tadhak, d'ailleurs, de carbonatites;
- comme on le verra plus loin grâce aux isotopes de l'oxygène, les complexes annulaires des Iforas, intrusifs dans un environnement encore chaud et plastique, ont eu un échange très limité avec leur encaissant. Que le Tadhak, intrusif dans un socle vieux, sec et froid, n'ait pas interagi avec lui n'est donc pas étonnant;


Fig. 89. - Diagrammes ²⁰⁺Pb/²⁰⁺Pb *versus* ²⁰⁺Pb/²⁰⁺Pb (a) et ⁸⁺Sr/⁸⁺Sr (b) pour l'Adrar Tadhak. La flèche représente l'évolution maximale de la source mantellique du Tadhak depuis le Permien. Moyennes des rides océaniques (croix) et des iles océaniques (points) d'après Zindler *et al.* (1983). Croix : AR : ride atlantique; IR : rides indiennes; PR : rides pacifiqués. Points : AS : Ascension; AC : Açores; B : Bouvet; C : Canaries; E : Pâques; GA :Galapagos; GO : Gough; H : Hawaï s.s.; H1 : Hawaï *l.s.*; IC : Islande; K: Kerguelen; SH : Sainte-Hélène; T : Tristan. Remarquer, dans les deux diagrammes, la parenté de l'Adrar Tadhak avec les îles de l'Atlantique Sud.

- la position relative du Tadhak par rapport aux différentes îles est similaire dans les diagrammes Pb-Pb et Pb-Sr (fig. 89a, b) : la source du Tadhak se situe dans les deux diagrammes entre, d'une part, Kerguelen (K), Tristan (T) et Gough (GO) et, d'autre part, Bouvet (B), Açores (AZ), Ascension (AS), Canaries (C) et Ste Hélène (SH). La moindre contamination crustale par le craton éburnéen devrait se répercuter fortement sur les isotopes du Pb étant donné la disproportion dans les concentrations en Pb (beaucoup plus élevée dans la croûte sialique) et dans les rapports isotopiques (rapport U/Pb nettement plus élevé dans la croûte que dans le manteau) et surtout, devrait jouer dans des proportions différentes pour le Pb et le Sr.

La source d'Adrar Tadhak ressemble donc au manteau de type 'Dupal', caractéristique de l'hémisphère sud, ce qui le distingue des basaltes récents du Hoggar (Allègre *et al.*, 1981). Une telle anomalie est suspectée actuellement sous la partie sud du continent africain (Thompson, 1985). Ceci correspond bien aux reconstructions paléomagnétiques de la Pangée au Permien (Irving, 1977; Westphal, 1977; Morel et Irving, 1978; Smith *et al.*, 1981) qui indiquent que la zone du Tadhak se trouvait à cette époque vers 15° de latitude sud (actuellement vers 20° de latitude nord).

Les rapports initiaux renseignés ci-dessus peuvent donc être considérés comme ceux de la source mantellique de l'Adrar Tadhak, complexe annulaire anorogénique.

Si on généralise cette conclusion, on peut estimer que ces rapports isotopiques correspondent, dans les Iforas, à un magmatisme alcalin non modifié par la croûte continentale, autrement dit au manteau pénéprimordial sous cette région.

Si on accepte que le manteau pénéprimordial n'est pas fondamentalement modifié par les processus de subduction et de collision (manteau relativement profond), il peut être caractérisé sous les Iforas au Pan-Africain par les rapports isotopiques du Sr et du Pb de l'Adrar Tadhak, recalculées à 600 Ma. Ce sont : 87 Sr/ 86 Sr = 0,7043; 206 Pb/ 204 Pb = 18,11; 207 Pb/ 204 Pb = 15,56. Ces valeurs sont distinctement plus élevées que celles de l'arc insulaire du Tilemsi.

5. CONCLUSIONS

Les rapports isotopiques des trois sources susceptibles de participer à la genèse du batholite des Iforas (source mantellique subductogène, manteau pénéprimordial, croûte continentale inférieure) ont été estimés sur base d'ensembles lithologiques locaux. L'origine de chaque lignée magmatique du batholite pourra maintenant être modélisée en référence à ces ensembles qui constituent nos standards.

C. APPORT ET MODELISATION DES ISOTOPES DU SR

Les résultats par la méthode Rb-Sr étant de loin les plus nombreux, ils vont tout d'abord être traités seuls. Les précisions apportées par les autres isotopes (Nd, Pb, O) seront détaillées ensuite.

L'évolution des différentes régions-sources définies dans les Iforas ainsi que les résultats mesurés sur les échantillons représentatifs des différents ensembles magmatiques étudiés sont représentés sur la figure 90.

Les caractéristiques isotopiques du Sr du magma parental ont été mesurées pour chaque lignée magmatique. A partir des compositions des sources possibles définies dans les lforas (section précédente), il va maintenant être possible de calculer la contamination



Fig. 90. - Résumé des rapports isotopiques initiaux du Sr du batholite des Iforas en fonction de l'âge de ses divers constituants. Ont également été reportés les évolutions de la source mantellique subductogène (basée sur l'arc insulaire du Tilemsi), du manteau pénéprimordial (basée sur l'Adrar Tadhak) et de la croûte continentale inférieure (basée sur l'unité granulitique des Iforas). Symboles : cercles : groupes I pré-tectonique; points : groupe II tardi-tectonique; triangles : groupe III post-tectonique; croix : groupe I valcalin. Nombres : 1. Erecher; 2. Ibdeken; 3. Tin Seyed; 4. Adma; 5. Aoukenek; 6. Telabit; 7. Yenchichi (filons E-W); 8. Dohendal; 9. Yenchichi 2; 10. Tahrmett; 11. filons N-S; 12. Kidal; 13. Timedjelalen. Les deux zones hachurées représentent la correction des RiSr des deux massifs pré-tectonique pour tenir compte de leur réhomogénéisation lors de la tectonique D2.

crustale ayant affecté le magma initial, d'origine mantellique. Aucun pluton étudié ne peut en effet avoir une origine crustale : l'ensemble des RiSr du batholite sont situés dans la fourchette 0,7035-0,7061 et le RiSr de la croûte inférieure avait à cette époque dans les Iforas une valeur moyenne vers 0,7095.

1. LE MAGMA A L'ORIGINE DU GROUPE I PRE-TECTONIQUE

L'antériorité du groupe I par rapport à la déformation D2 pose le problème de la réhomogénéisation des systèmes isotopiques lors de cette tectonique. Le rapport initial Sr (RiSr) ne peut être qu'estimé. Cependant, comme l'âge de mise en place est au plus 100 Ma antérieur, probablement seulement de 30 à 40 Ma, à la réhomogénéisation et que les rapports Rb/Sr du massif étudié, la tonalite d'Erecher, ne sont pas très élevés (0,06 à 1), l'erreur sur la correction ne devrait pas être importante. En considérant le système fermé et un rapport ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr moyen compris entre 0,9 et 1,3, la tonalite d'Erecher devait posséder un rapport

initial de 0,7040-0,7045 à 700 Ma et 0,7051-0,7052 à 640 Ma. Comme le bassin volcanosédimentaire que perce Erecher paraît très similaire au bassin de Taféliant (634 ± 13 Ma), un rapport initial de 0,7051 est adopté, en sachant qu'il constitue probablement un maximum.

De même, le RiSr des filons et sills qui intrudent Taféliant (0,70505 \pm 0,00006), qui se situent dans le même contexte géodynamique (subduction), est similaire à celui qui caractérise le pluton d'Erecher au moment de sa mise en place.

En dehors de la zone étudiée, le pluton d'Ibdeken a probablement été également réhomogénéisé lors de la tectonique D2. L'estimation de son rapport initial (⁸⁷Rb/⁸⁶Sr moyen = 0,4-0,5) fournit à 700 Ma, 0,7050-0,7052 et à 640 Ma, 0,7054-0,7055. Ce sont des valeurs également très similaires à celles d'Erecher.

Comme il a été dit plus haut, ces RiSr vers 0,705 ne permettent pas de proposer une origine crustale (fig. 90) pour ce groupe puisque la valeur moyenne de la croûte inférieure estimée par l'UGI vers 600 Ma est 0,7095. L'abondance des enclaves basiques et l'absence d'enclave d'origine crustale confirment une composante mantellique importante (Didier *et al.*, 1982). La source principale du groupe I pré-tectonique est donc la source 'mantellique subductogène' définie par l'arc insulaire du Tilemsi (RiSr 600 Ma = 0,7030).

L'augmentation du rapport initial de 0,7030 à 0,7050 nécessite, par contre, une contamination crustale. Comme les tendances géochimiques, caractérisant la différenciation par cristallisation fractionnée dans la croûte supérieure, ne requièrent pas de contamination, sur base des éléments majeurs, ainsi que pour les raisons exposées dans la section A de ce chapitre (éléments en traces), nous pouvons admettre que la majeure partie de l'adjonction crustale s'est déroulée à la base de la croûte au moment de l'intrusion du magma basique initial.

Tenter une estimation du taux de contamination requiert la connaissance des concentrations du magma basique provenant de la subduction et du contaminant, c'est-àdire de la croûte inférieure. En éliminant l'échantillon ICO6A, qui a une concentration en Sr probablement non représentative (3027 ppm), la moyenne des échantillons de l'UGI est de 400 ppm de Sr (annexe 7). Pour le magma basique mantellique, les meilleurs témoins sont les roches du Tilemsi représentant des liquides pas ou peu différenciés. Seul le groupe IIa correspond à ce signalement (annexe VIbis). La moyenne de trois échantillons de ce groupe fournit une moyenne de 200 ppm de Sr.

Avec ces valeurs, une contamination de18% peut être calculée ¹ pour le ⁸⁷Sr d'Erecher, ce qui représenté une valeur maximale pour le Sr total et probablement une nette surestimation de la contamination globale. Si une partie de la contamination a eu lieu plus tardivement, plus haut dans la croûte, le pourcentage crustal devrait être diminué : la croûte supérieure est plus radiogénique que la croûte inférieure et la concentration en Sr dans le magma baisse avec la différenciation. Cette valuer de 18% constitue donc un maximum, et n'est de toutes manières qu'une approximation.

2. LE MAGMA A L'ORIGINE DU GROUPE II TARDI-TECTONIQUE

Sur les quatre massifs de ce groupe (Tin Seyed, Adma, Iforas et Aoukenek), trois ont fourni de bonnes isochrones. Le quatrième, le granite porphyroïde des Iforas, n'a pas donné



un bon alignement mais ses rapports initiaux estimés sont comparables aux autres massifs. Ce qui sera dit à propos de ces derniers pourra lui être attribué.

Le rapport initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (RiSr) de la monzodiorite quartzique de Tin Seyed est de 0,70533 \pm 0,00014, celui de la granodiorite d'Adma est de 0,70482 \pm 0,00026 et celui du monzogranite d'Aoukenek est égal à 0,7035 \pm 0,0005. La moyenne de ces valeurs (0,7045) est très proche de 0,7044, moyenne du batholite côtier andin (Mc Court, *in* Pitcher, 1978). Les mêmes conclusions que pour le groupe I émergent de ces données : les caractéristiques du magma initial à l'origine de ces magmas doit se rechercher dans la source 'mantellique subductogène' contaminée par de la croûte inférieure (fig. 90). Il a en effet été également montré que la différenciation géochimique du groupe II dans la partie supérieure de la croûte inférieure peut se baser sur les mêmes paramètres que pour le groupe I puisque les magmas initiaux des deux groupes ont dû être très proches. Ce sont : source mantellique subductogène : RiSr 600 Ma = 0,7030, 200 ppm Sr; croûte inférieure : RiSr600 Ma = 0,7095, 400 ppm Sr. Des calculs différents doivent être effectués pour chaque pluton car les isotopes et certaines traces ont montré que ces massifs n'étaient pas strictement cogénétiques, mêmes il es processus qui ont présidé à leur naissance sont tout à fait similaires.

Le calcul indique une contamination par la croûte inférieure de 22% pour la monzodiorite quartzique de Tin Seyed, de 16% pour la granodiorite d'Adma et de 4% pour le granite d'Aoukenek. Cette proportionalité inverse de la contamination avec le degré de différenciation est le reflet du fait que plus le pluton est acide, plus son RiSr est bas.

3. LE MAGMA A L'ORIGINE DU GROUPE III POST-TECTONIQUE

Le groupe III est représenté par des faisceaux de dykes E-W aux RiS⁺ très voisins (Yenchichi : 0,7048 \pm 0,0005; Dohendal : 0,70511 \pm 0,00012; Telabit : 0,7050 \pm 0,0010) et par un pluton syénogranitique circulaire, au RiSr apparemment plus bas (Yenchichi 2:0,7038 \pm 0,0010), mais à peine différent si l'on tient compte des marges d'erreur.

Ces valeurs font ressortir la même origine principalement mantellique avec une contamination de la croûte inférieure (fig. 90).

Avec les mêmes paramètres pour la source mantellique subductogène et la croûte inférieure que pour les groupes I et II, des contaminations de 16 à 21% pour les filons et de 7% pour le pluton de Yenchichi 2 peuvent être calculées. Une petite fraction de manteau pénéprimordial supplémentaire ne devrait guère changer les proportions étant donné sa composition isotopique proche des rapports initiaux étudiés. Elle pourrait juste permettre une contamination crustale un peu plus grande dans les filons si la concentration du magma a, de par la participation de ce manteau pénéprimordial, une plus grande concentration en Sr.

4. LE MAGMA A L'ORIGINE DU GROUPE IV POST-TECTONIQUE ALCALIN

Le groupe alcalin possède des rapports initiaux du Sr entre 0,7050 et 0,7061, déterminés sur 4 ensembles : le granite précoce de Tahrmert, les filons N-S d'Ichoualen et les complexes annulaires de Kidal et de Timedjelalen. Les RiSr magmatiques du groupe alcalin ont des valeurs jamais atteintes par le magmatisme calco-alcalin des Iforas (fig. 90). Ces valeurs plus élevées peuvent avoir trois origines : 1) une contamination plus importante de la croûte continentale inférieure, 2) une source mantellique avec un RiSr plus élevé, 3) une contamination supplémentaire par la croûte continentale supérieure. Cette dernière possibilité est difficilement soutenable car l'encaissant de ce groupe (le batholite calco-alcalin) a, à ce moment, des rapports du Sr trop bas pour qu'une faible contamination ait un quelconque effet sur ce système isotopique. Une plus grande contamination par la croûte inférieure peut difficilement être exclue sur la base des isotopes du Sr. Cependant, comme nous le verrons dans la section suivante, les isotopes du Nd et surtout ceux du Pb peuvent exclure cette hypothèse. Il était de toute façon difficile de comprendre pourquoi la même source mantellique produirait brusquement du magmatisme alcalin, alors que, dans les mêmes conditions post-tectoniques, elle a produit auparavant un magmatisme calco-alcalin. L'étude géochimique, également, a suggéré l'intervention plus nette du manteau pénéprimordial (MP).

Le pourcentage de contamination crustale est, pour ce groupe difficile à évaluer pour deux raisons : 1) le Sr est l'élément pour lequel le rapport MP/MORB est le moins bien connu (voir section des éléments en trace); 2) la concentration en Sr du magma mantellique lors de la contamination n'est pas connu. Vu les concentrations de l'échantillon le moins différencié du Tadhak (T29, 4000 ppm; annexe 10) et la valeur de celles des magmas alcalins les plus basiques à l'affleurement (B20, 64% SiO₂ : 42 ppm Sr; JPL403, 68% SiO₂ : 255 ppm Sr) beaucoup de possibilités existent. Si on admet une participation prépondérante du manteau pénéprimordial, il faudrait, pour avoir un taux de contamination proche de ceux des groupes calco-alcalins, un magma basique ayant une concentration vers 250-300 ppm de Sr (avec une source manteau pénéprimordial de RiSr $_{600 Ma} = 0,7043$ et le même contaminant croûte inférieure que les magmas calco-alcalins). Imaginer un même taux de contamination est normal si l'on considère qu'en base de croûte, les conditions n'ont pas tellement dû changer entre le groupe III et IV puisque la remontée du bâti était pratiquement achevée.

5. CONCLUSIONS

L'étude des isotopes du Sr a permis d'obtenir une première caractérisation des magmas initiaux des différentes lignées magmatiques : tous sont d'origine mantellique et sont contaminés par la croûte inférieure; aucun magma crustal n'a été mis en évidence; les taux de contamination ont pu être, approximativement, évalués.

Une particularité du batholite des Iforas est que la contamination crustale est d'autant plus faible que le pluton est différencié.

Trois remarques peuvent être faites sur ce dernier point :

1. cette différence de contamination, qui doit être analysée en fonction de l'erreur sur le rapport initial (la contamination d'Aoukenek peut monter jusqu'à 7%), paraît néanmoins significative. Elle se retrouve dans le groupe II et III mais non dans le groupe I où les taux de contamination apparaissent très constants.

Une explication de ce phénomène pourrait être les teneurs en eau différentes des magmas. Comme la géochimie l'a suggéré, la période de subduction est caractérisée par des concentrations élevées en eau (déshydration de la croûte océanique subductée), contrairement à la période de collision, quoique la transition a probablement été continue et non brusque. On pourrait donc proposer que, lors de la subduction, l'apport d'eau était constant, ce a qui induit une contamination crustale semblable pour tous les magmas. Lors de la collision, le phénomène de subduction se poursuit quelque peu mais beaucoup plus lentement : il concerne donc la même portion de croûte océanique qui, au fur et à mesure que la collision progresse, va lâcher de moins en moins de fluides aqueux. Les magmas précoces de la collision contenaient ainsi une quantité non négligeable d'eau mais néanmoins moins importante que lors de la subduction, quantité trop faible pour cristalliser des minéraux hydratés mais

suffisante pour induire une contamination importante de ⁸⁷Sr (Tin Seyed). Les magmas tardifs (Aoukenek) étaient nettement plus pauvres en eau, ce qui n'a permis qu'une faible contamination crustale. Tous les intermédiaires sont susceptibles d'avoir existé (Adma).

2. Une question découle des observations précédentes : pourquoi les magmas plus acides sont-ils plus jeunes que les magmas plus basiques, alors qu'ils ne sont pas strictement cogénétiques (RiSr différents) ?

Ce type de succession temporelle, invariable, depuis des diorites quartziques jusqu'à des granites, existe dans diverses zones comme l'Aïr (Black *et al.*, 1967) ou le batholite andin (Pitcher, 1978). Un processus général doit donc être envisagé.

Dans la mesure où dans les Iforas, les magmas plus différenciés ont des RiSr plus bas, une contamination crustale de plus en plus importante ne peut être invoquée, comme cela a été le cas dans les Andes (Klerkx *et al.*, 1977).

Une réponse pourrait être le fait que lors de l'épaississement d'une chaîne par accrétion sous-crustale pendant une collision, les magmas, pour arriver à un niveau structural donné (= la surface d'affleurement actuelle), doivent traverser une épaisseur de croûte continentale de plus en plus épaisse, ce qui permet une différenciation plus poussée (fig. 91).

Dans les Andes, les roches les plus acides sont confinées aux endroits où la croûte continentale est la plus épaisse (Thorpe *et al.*, 1982).



Fig. 91. - Schéma illustrant l'interprétation de deux phénomènes dans une même lignée magmatique composée de plutons non cogénétiques : 1. les magmas plus acides recoupent toujours les plus basiques; 2. la contamination crustale est d'autant plus faible que le pluton est différencié.

L'étude géochimique et isotopique ayant démontré que la contamination crustale a eu entièrement lieu en base de croûte et a affecté uniquement les roches basiques, nous pouvons considérer qu'une même chambre magmatique va produire des magmas aux mêmes rapports initiaux et que les produits acides se mettront en place plus haut dans la croûte que les produits plus basiques puisqu'ils ont plus de temps pour se différencier. (A) : au milieu de la collision (étape de la granodiorite d'Adma, RiSr = 0,7048), à un niveau de la croûte donné (la surface d'érosion actuelle), seules les granodiorites sont présentes. Les grosses flèches noires indiquent que la déshydratation de la croûte océanique est encore importante, ce qui induit une contamination crustale en base de croûte (doubles petites flèches). Rappelons que dans les Iforas, le raccourcissement E-W dû à la collision est faible (vers 40%). (B) : à la fin de la collision (étape du monzogranite d'Aoukenek, RiSr = 0,7035), la surface-témoin s'est rapprochée de la surface de l'époque, à cause d'une part de l'accrétion sous-crustale et d'autre part de l'érosion. Au niveau-témoin, s'intrudent donc non plus des granodiorites mais bien des granites. Les granodiorites correspondantes seraient à plus grande profondeur et les granites de l'étape précédente (et donc avec RiSr plus élevés) érodés. La venue de fluides de la plaque océanique subductée est moins importante (fines flèches ondulantes) puisque la subduction est bloquée (la croûte océanique a déjà donné), les magmas sont moins riches en eau et l'interaction magmas-croûte inférieure est moins importante. Les RiSr sont donc plus bas. Les massifs en pointillés sont ceux de l'étape (a), le terme granitique, érodé, a disparu. dq = diorite quartzique (*); gd = granodiorite (x); g = granite (+).

En outre, plus un granite est pauvre en eau, plus il peut monter haut dans la croûte (Tuttle et Bowen, 1958; Cann, 1970), puisqu'il dispose d'une quantité de chaleur plus importante. On peut donc dire que lors d'un épaississement crustal par accrétion souscrustale, les magmas se mettant en place au niveau d'une surface-témoin donnée auront une concentration en eau de moins en moins importante au cours du temps, puisque la surface-témoins s'élève régulièrement et se rapproche donc de la surface.

La figure 91 schématise ces concepts et montre que dans les conditions de la collision des Iforas, à un niveau donné de l'écorce terrestre (la surface d'affleurement actuelle), se sont mises en place au cours du temps des roches de plus en plus acides et de moins en moins contaminées.

3. Pour le groupe III, deux observations paraissent aller de conserve : l'augmentation des rapports initiaux par rapport au dernier granite du groupe II (Aoukenek) et l'apparition de la biotite dans le fractionnement. Toutes deux peuvent être expliquées par une remontée de la concentration en eau, qui diminuerait ensuite à la fin de la mise en place du groupe, lors du passage de l'habitus en filon à celui en pluton (Yenchichi 2, RiSr plus bas). L'augmentation de la concentration en eau pourrait éventuellement être liée à la profondeur plus faible de la chambre magmatique intermédiaire ou à la plus grande richesse en eau du magma mantellique : l'étude géochimique a mis en exergue la participation «plus directe» du manteau pénéprimordial (niveau de base des arachnogrammes plus élevé).

D. L'APPORT DES AUTRES ISOTOPES

Les conclusions de la section précédente ont pu être poussées assez loin grâce à la définition des différentes sources qui ont participé à la genèse des magmas étudiés. Il reste cependant à les vérifier par l'étude d'autres couples isotopiques, ce qui nous amènera à préciser certains points restés flous comme la source du groupe IV alcalin.

1. LES ISOTOPES DU ND ET DU PB

L'ensemble des rapports isotopiques du Nd (analyses effectuées par S. Deutsch, ULB) sont consignés dans l'annexe 8; les rapports isotopiques du Pb sur roches totales (analyses effectuées par D. Weis, ULB) et sur feldspaths (analyses effectuées par l'auteur à Montpellier chez le Prof. J.R. Lancelot) le sont dans l'annexe 11.

Ages-modèles Nd

Comme seules des roches totales ont été analysées pour le système Sm-Nd, il n'est guère possible de calculer un âge par la méthode des isochrones, les rapports Sm/Nd sont trop voisins. A l'exception cependant du complexe annulaire de Kidal où l'échantillon JPL234 (venue K12) développe un spectre en 'mouette' délivrant un rapport Sm/Nd plus élevé. Un calcul de régression sur les trois points de ce pluton fournit (au niveau 2 σ): 517 ± 132 Ma (âge compatible, dans les limites d'erreur, avec celui déterminé par la méthode Rb-Sr) rapport initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (RiNd) = 0,51196 ± 0,00014 (ϵ_{Nd} = 0,3), MSWD = 0,2. L'échantillon JPL234 fournit un RiNd de 0,51182 (ϵ_{Nd} = 1,9) pour un âge de 561 Ma (âge isochrone Rb-Sr).

Des âges-modèles peuvent être obtenus (DePaolo et Wasserburg, 1976) en calculant le temps qu'il aurait fallu à l'échantillon étudié pour arriver à son rapport ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd actuel

avec la valeur de son rapport Sm/Nd à partir d'un réservoir donné¹. Ces âges-modèles Nd sont rendus théoriquement plausibles par le faible fractionnement des TR dans les processus crustaux en général. Graphiquement, cela revient à calculer l'intersection de la droite d'évolution de l'échantillon avec celle du réservoir : dans la figure 92, la roche X possède un TCHUR = 1000 Ma et un TDM = 1300 Ma. Ces valeurs correspondent à l'âge de différenciation du matériel soit d'un manteau primitif (TCHUR) ou d'un manteau appauvri (TDM) si deux conditions sont remplies (Liew et McCulloch, 1985):

- 1. l'histoire de la roche s'est déroulée seulement en deux étapes : pour la roche X provenant du manteau appauvri (fig. 92), l'étape 1 = 4,55 Ga 1,3 Ga; l'étape 2 = 1,3 Ga 0;
- 2. le rapport Sm/Nd est resté constant depuis la différenciation de la région-source (étape 2).

Dans le cas qui nous occupe, le magma résulte de l'interaction entre un produit mantellique et la croûte continentale inférieure : une partie de la roche possède une histoire en deux stades, l'autre non ! Les valeurs calculées ne correspondront donc pas à l'âge de la roche. Voyons néanmoins ce que peuvent apporter les TNa dans ce cas (nous éviterons d'employer le terme 'age-modèle' pour éviter toute confusion).

Le mélange manteau-croûte est schématisé par deux flèches pour la roche X (fig. 92). Le magma X résulte, à 600 Ma, d'un matériel mantellique appauvri (DM, point X1) contaminé par du matériel crustal (CC, point X2). Les TCHUR et probablement les TDM ont des valeurs comprises *entre* celle de la zone-source (DM, 600 Ma) et celle du contaminant (CC, 2500 Ma). La valeur de TNA dépendra de :

a.- la proportion manteau-croûte;

b.- les concentrations en Nd dans le magma mantellique et le contaminant crustal;

c.- le rapport Sm/Nd terminal de la roche, qui résulte de divers phénomènes tels que mélange, cristallisation fractionnée, altération hydrothermale...

Pour des roches d'une même lignée magmatique, mais de plutons différents, les postes-»b» et «c» seront voisins et le poste «a» sera déterminant (cause des rapports différents des roches X et Y de la figure 92), c'est-à-dire la contamination crustale. Pour des granitoïdes aux rapports Sm/Nd dans la gamme crustale habituelle, les TCHUR n'atteindront jamais l'âge du contaminant et lui donneront donc une valeur minimale. Les TCHUR seront par contre plus vieux que l'âge de mise en place.

D'autre part, il est clair que ces TNA dépendent fortement des courbes d'évolution adoptées pour le manteau appauvri et la moyenne terrestre. Cette remarque s'adresse particulièrement aux TDM car si les valeurs actuelles du manteau appauvri sont bien connues, il faut néanmoins utiliser une moyenne et son évolution passée est hypothétique : depuis quand existe-il ? comment a-t-il ensuite évolué ? Les réponses seront déjà différentes suivant la météorite prise comme origine terrestre (Hawkesworth et van Calsteren, 1984) et suivant les valeurs qu'on attribue dans le passé à ce manteau appauvri (sur quelles roches se baser pour des âges plus vieux que ceux des océans actuels ?, fig. 93).

Les T_{Nd} pour différents complexes du batholite des Iforas sont reportés dans le tableau 7. Un seul T_{CHUR} y est donné car les paramètres employés dans la littérature sont, à peu de choses près, toujours identiques. Comme c'est loin d'être le cas pour les T_{DM} (calculés par rapport au manteau appauvri), deux séries de résultats y sont consignées.

¹ Cette référence est soit la moyenne terrestre = BE (Bulk Earth) et = CHUR (chondritic uniform reservoir) ce qui, pour le Nd est synonyme, soit le manteau appauvri = DM (Depleted Mantle).



Fig. 92. - Diagramme expliquant l'obtention et l'interprétation des âges-modèles Nd. Voir texte. DM = manteau appauvri; CHUR = réservoir uniforme chondritique (représente la moyenne terrestre). CC = croûte continentale.

En exceptant l'échantillon JPL234, dont le rapport Sm/Nd a été fortement modifié par hydrothermalisme, les résultats des granitoïdes du batholite sont relativement homogènes au sein d'un même massif et sont en tout cas cohérents (n'oublions pas que ces TNA ne fournissent que des valeurs indicatives) : les TCHUR se situent vers 1600-2000 Ma pour Erecher (2600 Ma pour l'enclave), 1200 Ma pour Adma, 750 Ma pour Aoukenek, 700-1100 Ma pour les filons N-S et 750-850 Ma pour Kidal. Les plutons calco-alcalins suggèrent un âge pré-Protérozoïque supérieur (> 1000 Ma) pour le contaminant ce qui, dans la région, ne peut correspondre qu'aux granulites de type UGI (voir cadre géologique).

Les échantillons de l'arc du Tilemsi devraient fournir des TNA proches de ceux de leur mise en place puisqu'ils n'ont pas subi de contamination crustale. Ce serait vrai si le manteau d'où proviennent les échantillons de Tilemsi correspondait à un des standards de la littérature. Néanmoins, compte tenu des larges erreurs dont doivent être flanqués ces âges-modèles, les valeurs DM1 (tab. 7) des trois

€_{Nd}: MANTLE GROWTH CURVE



Fig. 93. - (Kay, 1985) - Evolution des isotopes du Nd dans le manteau appauvri. La ligne 'MORB SOURCE' a une pente correspondant au rapport moyen Sm/Nd des MORB habituels. Les courbes d'Allègre (1982) et de DePaolo (1983) sont basées sur de vieux basaltes. DePaolo (1983) a construit sa courbe en estimant que les roches des arcs insulaires des greenstone belts ont des ENd 20% plus bas que le manteau de type MORB.

	T _{CHUR}	TDM1	T DM2	
		(âges en Ma)	
B20	825	1316	1526	
RB455	760	1236	1425	KIDAL (IV)
JPL234	(-82)	(-6165)	(-3853)	
JPL375	680	1226	1426	
JPL376	987	1460	1697	FILONS N-S (IV)
JPL403	1109	1505	1720	
JPL369	746	1178	1343	AOUKENEK (II)
JPL238	1182	1514	1701	ADMA (II)
JPL243	1206	1538	1730	
JPL280	1629	1.864	2075	
JPL286	1687	1919	2142	ERECHER (I)
JPL293	1973	2184	2489	
JPL290	2601	2666	3122	
IC1433	2952	4584	263	
IC1606	2425	11768	(-2414)	
IC1493	(-291)	.797	1034	TILEMSI
1C1494	(-949)	547	778	
IC1582	(-787)	894	1244	
Q1785	1858	2058	2350	
JPL485	2290	2387	2624	UGI
JPL486	2628	2659	2898	
JPL487	2853	2915	3288	

Tableau 7. - Ages-modèles Sm/Nd.

$$T \frac{Nd}{CHUR, DM} = \frac{1}{Sm} \ln \left(1 + \frac{\frac{(143 Nd}{Md}) \frac{144}{Nd} esure - \frac{(143 Nd}{Md}) \frac{144Nd}{O}}{\frac{(147 Sm}{Md}) \frac{144}{Nd} esure - \frac{(143 Nd}{Md}) \frac{144Nd}{Nd}}\right)$$

 $\lambda \text{Sm}= 6,54 \ 10^{-12} \ \text{a}^{-1}.$

Rapports ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd et ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd respectivement:

CHUR: 0,1966; 0,51264 (Golstein et al., 1984). DM1: 0,222 ; 0,51311 (Michard et al., 1985). DM2: 0,2127; 0,51316 (Golstein et al., 1984). échantillons IC 1493, 1494 et 1582 sont très acceptables. Les valeurs DM2 sont trop élevées et les valeurs CHUR ont, bien entendu, encore moins de signification, pas du tout même dans ce cas. Les deux échantillons IC 1433 et 1606 présentent un cas particulier : leur rapports ¹¹³Nd/¹¹⁴Nd mesurés sont dans le champ des valeurs des MORB actuels. Compte tenu des marges d'erreurs analytiques, les erreurs sur les TNd sont dès lors phénoménales et les valeurs consignées dans le tableau 7 sont sans signification. Graphiquement, cela signifie que les droites d'évolution de ces deux échantillons sont sub-parallèles et quasi-confondues avec celles des manteaux appauvris et donc que les erreurs sur les rapports Sm/Nd des <u>échantillons</u> et sur le choix d'une droite d'évolution du manteau sont beaucoup trop élevées.

En conclusion, les T_{NJ} du batholite calco-alcalin indiquent le mélange d'un magma initial mantellique appauvri avec un composant crustal ancien, qui ne peut correspondre, dans les Iforas, qu'aux granulites de l'UGI. Pour le magmatisme alcalin, et si l'on se limite aux T_{CHUR}, une contamination par du matériel plus jeune est possible; seul l'échantillon JPL403 semble indiquer la nécessité d'une contamination par du matériel ancien.

L'origine des groupes calco-alcalins : précision par les isotopes du Nd

Le diagramme opposant les rapports initiaux du Nd à ceux du Sr (fig. 94 et annexes 5, 6, 7,8) permet une bonne synthèse des données. Comme il a été dit plus haut, les échantillons de l'arc du Tilemsi se situent en haut et à gauche du diagramme, dans la tendance mantellique («mantle array») et représentent la zone-source des magmas du batholite des Iforas. Les isotopes du Sr ont témoigné d'une contamination par la croûte inférieure, qui à 600 Ma, devait posséder un ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr moyen égal à 0,7095. La moyenne des ε Na à 600 Ma des



Fig. 94. - Diagramme (${}^{57}Sr/{}^{86}Sr$)i versus ϵ Nd pour le batholite des Iforas. Les courbes de K différents ont été tracées à l'aide de formules similaires à celle de la page 135. Traits d'axe = taux de contamination par la croûte inférieure (UGI) du magma dérivant de la source mantellique subductogène (Tilemsi). BE = valeurs de la moyenne terrestre. Symboles : cercles : tonalite d'Erecher (groupe I; cercle barré = enclave basique); points; granodiorite d'Adma (groupe II); points barrés : monzogranite d'Aoukenek (groupe II); + : filons N-S (groupe IV); x : complexe annulaire de Kidał (groupe IV).

quatre échantillons analysés est donc égale à -23. Cette valeur est dans la gamme habituelle des εNd des granulites. De toutes manières, l'intérêt majeur de cette modélisation est d'évaluer l'évolution de la participation de chaque source d'un groupe vers le suivant. En adoptant un εNd un peu différent pour l'UGI (ce qui pourrait être le cas en disposant d'un plus grand nombre d'échantillons analysés pour les isotopes du Nd), seules des variations absolues en résulteraient, ce qui ne changerait rien aux conclusions.

La contamination par ces granulites s'étant déroulée au début de l'histoire crustale des magmas, avant la différenciation basse pression définie par les plutons étudiés, il n'est pas possible, compte tenu des informations mises à disposition, de dresser un modèle précis de l'interaction magma mantellique-croûte inférieure. En effet, il est difficile de connaître les concentrations en Nd et en Sr des deux termes qui interagissent. Si pour le Sr une évaluation a pu être tentée, c'est grâce au grand nombre de données existantes sur ce genre de matériaux ainsi que sur les granitoïdes des Iforas. Pour le Nd, trop d'incertitudes grèveraient un tel modèle. De plus, pour user d'une modélisation précise comme celle de DePaolo (1981), combinant les effets de la contamination et de la cristallisation fractionnée, il faut connaître les assemblages minéraux qui fractionnent pour évaluer les coefficients de partage du Sr et du Nd, qui jouent un rôle prépondérant dans le calcul. Tout cela est inconnu puisque le magma initial est inaccessible.

Sont schématisés sur la figure 94 les courbes de mélange entre les deux pôles pour des rapports Sr/Nd différents dans le magma et la croûte (DePaolo et Wasserburg, 1979). Les conclusions que l'on peut en tirer sont compatibles avec celles des chapitres précédents :

- Pour tous les magmas calco-alcalins, seule une contamination par de la croûte inférieure est possible. En effet, la position des représentants du batholite dans le diagramme de la figure 94 impose un contaminant qui modifie plus les rapports isotopiques du Nd que ceux du Sr, ce qui ne serait pas le cas avec la croûte supérieure.
- La tonalite d'Erecher se situe sur une courbe de K= 4 (Sr/Nd magna/Sr/Nd.route) ce qui, si on se base sur un rapport Sr.route/Sr.magna = 2, rapport estimé dans la section précédente lors de la modélisation des isotopes du Sr (croûte : 400 ppm Sr, magna : 200 ppm Sr) implique un rapport Nd.route/Nd.magna = 8. Ce rapport Sr/Nd relativement élevé du magna est caractéristique des zones de subduction de par la participation du Sr de la croûte océanique subductée (DePaolo et Johnson, 1979). On peut mettre en parallèle la signature isotopique du Sr essentiellement 'croûte océanique' de l'arc du Tilemsi.
- La granodiorite d'Adma se trouve sur une courbe de K= 2, ce qui indique que, par rapport à Erecher, le rapport Sr/Nd du magma mantellique est plus faible, puisqu'il s'agit du même contaminant.
- L'échantillon JPL369 (granite fin d'Aoukenek) revient à un K égal à 4, ce qui, apparemment, infirme ce qui vient d'être dit pour Adma. Cependant, à des faibles taux de contamination (4% dans le cas d'Aoukenek), les courbes caractéristiques des différents K sont très proches. D'autres échantillons d'Aoukenek devraient donc être analysés.

Des variations du rapport Sr/Nd dans des magmas basiques provenant directement du manteau, alors que ces deux éléments sont tous deux fortement incompatibles à haute pression, sont possibles si l'on envisage que la source mantellique s'appauvrit en Sr. C'est envisageable lors de la collision, car l'arrêt de la subduction provoque une forte diminution de la déshydratation de la croûte océanique subductée, alors que ce dernier phénomène enrichissait le manteau sus-jacent en Sr mais pas en Nd.

On peut également faire intervenir :

1. des taux de fusion très faibles (Thompson *et al.*, 1984; McKenzie, 1985). Certaines études vont dans ce sens, qu'elles soient basées sur des modèles théoriques du processus de fusion et de séparation des magmas dans un manteau convectif (Ahern et

Turcotte, 1979) ou sur les déséquilibres des isotopes du Th (Allègre et Condomines, 1982);

2. un métasomatisme du manteau, concept cependant peu satisfaisant quand il n'est étayé que par une démonstration par l'absurde.

Ces deux dernières hypothèses apparaissent moins adaptées à la genèse du batholite des Iforas que l'arrêt de la subduction, quoique la première puisse jouer concuremment et que la déshydratation de la croûte océanique puisse être considérée comme un métasomatisme.

Un point important est que les isotopes du Nd confirment clairement, comme l'avait déjà souligné l'étude géochimique, que la contamination crustale est limitée à la croûte inférieure, sans participation significative de la croûte supérieure. Comme il a été dit plus haut, le gisement des plutons du batholite (contacts nets, rareté d'enclaves de l'encaissant, ...) atteste également ce point.

Quant au phénomène d'assimilation de la croûte inférieure par les roches basiques d'un magma mantellique, ainsi qu'il a été mis en évidence par les isotopes dans les Iforas, son existence a été démontrée comme relativement générale, sur base d'autres méthodes. En effet :

1) les profils de sismique par réflexion de haute qualité à l'aplomb de batholites granitiques indiquent toujours des réflexions horizontales stratifiées sous les granites qui sont interprétées comme des sills de gabbros (Lynn *et al.*, 1981). Cette notion est confirmée par Dostal *et al.* (1980) qui, par la géochimie, suggère que les gabbros sont répandus dans la croûte inférieure granulitique;

2) ces rôches basiques profondes sont connues pour avoir incorporé leur encaissant, constitué de métasédiments fortement métamorphisés, cômme dans le Calédonien de Grande-Bretagne (Gribble et O'Hara, 1967). La détermination du processus exact de contamination, comme cela a été fait par exemple pour l'intrusion stratiforme de Rhum dans les Hébrides (Palacz, 1985) n'est évidemment pas possible dans le batholite des Iforas puisque ces roches basiques n'affleurent pas.

Aucune donnée en isotopes du Nd n'existe sur le groupe III.

L'historique de l'origine du batholite calco-alcalin peut être résumé comme suit :

- déshydratation de la croûte océanique subductée;
- fusion manteau sus-jacent;
- contamination en base de croûte;
- cristallisation fractionnée sans participation de la croûte supérieure.

Déruelle (1982) est arrivé à la même succession pour le volcanisme plio-quaternaire des Andes méridionales et centrales sud.

L'origine du groupe alcalin : évaluation par les isotopes du Nd et du Pb

Les isotopes du Nd et du Sr ne peuvent facilement mettre en évidence la source moins appauvrie requise par les éléments en traces pour le groupe IV alcalin. Pour ces deux traceurs isotopiques, une source mantellique plus radiogénique ou une contamination crustale peuvent effectivement produire les mêmes effets. Les isotopes du Pb, quant à eux, . différencient aisément ces deux termes pour autant qu'il s'agisse de croûte inférieure : le manteau pénéprimordial est plus radiogénique que le manteau appauvri qui lui-même l'est plus que la croûte continentale inférieure (Doe et Zartman, 1979).

Les rapports isotopiques du Pb ont été mesurés sur feldspath car ce minéral possède un rapport U/Pb extrêmement bas qui permet de négliger le Pb radiogénique. Les rapports isotopiques mesurés sont les rapports initiaux si des précautions chimiques, tel qu'un lessivage acide des feldspaths avant l'attaque totale, sont prises. En effet, les feldspaths ont la particularité de 'pomper' le Pb

radiogénique produit par des minéraux qui ont tendance à le perdre tel que le zircon (Ludwig et Silver, 1977). Heureusement, ce plomb étranger est situé dans des sites différents du réseau et peut être sélectivement éliminé.

Les résultats, consignés dans l'annexe 11, ont été reportés dans le diagramme Pb-Pb (fig. 95) de concert avec les courbes d'évolution des quatre réservoirs théoriques principaux (croûte supérieure, orogène, manteau supérieur, croûte inférieure) selon le modèle 'Plumbotectonics' de Doe et Zartman (1979). Y sont également jointes les valeurs, pour 600 Ma, de l'arc du Tilemsi, représentant la source mantellique subductogène et celles du Tadhak, pour le manteau pénéprimordial. Remarquons que ces témoins ne tombent pas sur la courbe d'évolution théorique du manteau, ce qui n'est pas étonnant si l'on pense aux diverses hétérogénéités du manteau réel. Pour Tilemsi, de plus, il s'agit d'une source mantellique subductogène, d'origine composite.

Un fait saute aux yeux : les rapports isotopiques du Pb du batholite sont moins radiogéniques que ceux des deux sources mantelliques. La contamination par de la croûte inférieure est une fois de plus clairement établie.

Aucun rapport isotopique du Pb sur les granulites de l'UGI n'est disponible. Cependant, la droite passant par l'arc insulaire du Tilemsi et la moyenne du batholite (les valeurs Pb du groupe I et II sont semblables dans les limites d'erreur) intersecte la courbe d'évolution de la croûte inférieure selon le modèle de Doe et Zartman (1979) à la cote 725 Ma, ce qui est une valeur très plausible pour des granulites archéennes à l'époque panafricaine. Avec cette valeur, il ressort nettement sur la figure 95, que les échantillons du groupe IV alcalin ne peuvent résulter du même mélange : un troisième terme est indispensable. Ce rôle est parfaitement rempli par le manteau pénéprimordial représenté par les valeurs du complexe du Tadhak, recalculées à 600 Ma.



Fig. 95. - Diagramme ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb *versus* ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb de feldspaths du batholite des Iforas. Les courbes d'évolution des différents réservoirs terrestres sont de Doe et Zartman (1979). Sont également représentés la source mantellique subductogène des Iforas (arc du Tilemisi) et la composante manteau pénéprimordial des Iforas (Tadhak). Remarquons que ces dernières ne tombent pas sur l'évolution théorique du manteau qui a, en fait, été dessinée pour mémoire. Cercles : groupe I pré-tectonique; points : groupe II tardi-tectonique; croix : groupe IV alcalin.

Comme par la géochimie, le groupe alcalin apparaît par les isotopes du Pb comme le résultat du mélange d'un manteau pénéprimordial et des restes de la source mantellique subductogène, l'ensemble contaminé par de la croûte inférieure.

En résumé, les isotopes du Pb confirment nettement deux conclusions de l'étude géochimique et des isotopes du Sr : 1) les magmas, tant calco-alcalins qu'alcalins sont d'origine mantellique et le contaminant essentiel est la croûte inférieure; 2) le groupe IV alcalin requiert la participation supplémentaire d'une source plus radiogénique, en l'occurrence le manteau pénéprimordial.

Ces résultats permettent une meilleure interprétation quant à la signification du groupe alcalin dans le diagramme Nd-Sr (fig. 94). Aucun rapport isotopique du Nd n'est malheureusement disponible sur le complexe annulaire du Tadhak; il est cependant probable que, compte tenu de son contexte géotectonique et de son RiSr, proche de la valeur planétaire, que son RiNd soit également proche de celui de la moyenne terrestre.

Les isotopes du Pb paraissent posséder une histoire plus complexe que les couples Rb-Sr et Sm-Nd (e.g. Tilton, 1983); si l'on accepte néanmoins en première approximation la théorie de Zindler *et al.* (1982) qui place sur un même plan les différentes îles océaniques dans un diagramme ternaire ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr - ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, on obtient la relation -0,334640 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) -1,48742 (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) -8,59379 10 ⁻⁵ (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb) - 1 = 0. Par cette relation, qui est l'équation du plan, on obtient une valeur ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd pour l'Adrar Tadhak comprise entre 0,51268 et 0,51273 suivant la correction admise pour son âge permien. Cela revient à un ε_{Nd}^{270} compris entre +1 et +2. Un ε_{Nd} = +1 a été adopté pour 600 Ma (fig. 94). Cette valeur Tadhak, se situant non loin de la droite reliant la croûte inférieure de l'arc du Tilemsi, minimise les effets de la source 'subduction' sur la position des courbes de contamination. La participation de la source mantellique subductogène pourra être ainsi négligée dans ce diagramme. A partir du point définissant le Tadhak, ont été tracées les courbes de contamination par la même croûte inférieure que pour le groupe calco-alcalin.

Les trois échantillons analysés du complexe annulaire de Kidal possèdent des ε_{NJ} très proches, identiques dans les limites d'erreur (moyenne : -1,4). Ils se situent entre les courbes de mélange de K = 0,2 et 0,3, ce qui implique, puisque le dénominateur (Sr/Nd croûte inférieure) est le même que pour les groupes calco-alcalins, *un rapport Sr/Nd du magma mantellique basique à l'origine des roches alcalines des Iforas beaucoup plus faible.*

Il est très intéressant de noter que cette conclusion, basée sur des rapports isotopiques, c'est-à-dire sur quelque-chose d'indépendant de la cristallisation fractionnée, est identique à celle basée sur les arachnogrammes. La méthode employée lors de l'étude des arachnogrammes, quoique appliquée à des roches intermédiaires et acides, s'en trouve donc renforcée. Rappelons que les isotopes du Pb excluent une participation significative de la croûte supérieure.

Les filons N-S se caractérisent par contre par une grande variabilité des isotopes du Nd par rapport à ceux du Sr, qui sont quasi identiques puisque ces échantillons se disposent sur une même bonne isochrone Rb-Sr. L'échantillon dont l' e Nd est le plus élevé (JPL375) est proche de la source mantellique et pourrait se situer sur une courbe de K proche de celle du complexe annulaire de Kidal, ce qui suggère une même source mais moins contaminée par la croûte inférieure.

L'échantillon JPL376 ($\varepsilon_{NJ} = 2.8$) provient du même filon (10-20 m d'épaisseur) et du même affleurement que l'échantillon. JPL375 mais paraissait plus proche de l'encaissant (sur le tas d'éboulis que sont toujours ces filons, la distance à l'encaissant n'est jamais facile à déterminer).

L' ENd plus bas de l'échantillon JPL376, compte tenu de cette observation, suggère une interaction plus importante avec l'encaissant lors de la mise en place du filon. Cette dernière

s'est évidemment déroulée dans la «croûte supérieure» mais qui, dans ce cas-ci, est représentée par le batholite calco-alcalin. La similitude des rapports initiaux des filons N-S (0,705) et du batholite vers 540 Ma (0,705-0,706) et la différence existant pour ceux du Nd ($\varepsilon_{Nd} = 0$ contre -5 à -12) expliquent que seuls les isotopes du Nd aient enregistré cette interaction. L'échantillon JPL403, plus basique, rend compte d'une plus grande contamination, probablement lors de sa mise en place ($\varepsilon_{Nd} = -4,8$). Peut-être la plus haute température du magma résultant de sa plus grande basicité peut-elle l'expliquer.

La température de blocage de la diffusion des isotopes du Nd est pour le moment pratiquement inconnue (Hawkesworth et van Calsteren, 1983). Seules des extrapolations à partir des coéfficients de diffusion du Sm dans le grossulaire et le pyrope à des températures comprises entre 1100 et 1500°C (Harrison et Wood, 1980) ont pu être tentées (Humphries et Cliff, 1982).

La grande influence apparente de cette contamination superficielle peut s'expliquer par l'enrichissement en TR qui a eu lieu dans les magmas calco-alcalins au cours de la différenciation et par la grande mobilité des TR au cours des processus hydrothermaux comme en témoignent les spectres en 'mouette' de certains échantillons alcalins (e.g. JPL234, fig. 76). Les T_{Nd} de ces deux échantillons contaminés dépassent nettement 600 à 700 Ma, âge du batholite, et indiquent la participation d'un contaminant plus ancien. Quel est-il? Il peut correspondre à l'UGI mais également aux plutons du batholite eux-mêmes, du type d'Erecher et d'Adma, qui comprennent en eux-mêmes un composant ancien, déterminé comme étant la croûte inférieure (UGI).

L'interprétation des «ages-modèles» Nd doit donc être menée avec précaution. Un TNd ancien indique la participation d'une roche ancienne qui peut-être n'existe plus, excepté sous la forme d'un composant d'une roche plus jeune. Comme l'ont bien souligné Hawkesworth et van Calsteren (1984), une différence d'échelle peut exister entre l'isotopiste pur qui se situe à l'échelle planétaire (par quel intermédiaire le composant ancien s'est introduit dans la roche importe peu) et le pétrologue qui se penche sur l'origine et l'histoire d'un pluton en se localisant sur une échelle temporelle nettement plus fine. L'établissement de ponts entre les deux approches peut s'avérer délicat. Par exemple, à la limite, le composant ancien peut avoir été introduit dans le manteau au cours d'une phase antérieure, telle que celle proposée pour l'origine du composant 'Dupal' via des sédiments subductés (Hamelin*et al.*, 1986) et aucu mélange manteau-croûte ne serait nécessaire lors de la genèse du magna. Ces problèmes peuvent être partiellement contournés si, comme dans le cas des Iforas, les régions-sources peuvent être définies localement.

La «protection» vis-à-vis de l'encaissant dont a bénéficié l'échantillon JPL375 de par sa position au centre du filon, se corrèle à l'absence de contamination superficielle dans les roches plutoniques du complexe annulaire de Kidal. Il serait intéressant d'analyser un échantillon pris au contact Kidal-encaissant pour vérifier cette hypothèse.

2. LES ISOTOPES DE L'OXYGENE

Dix-huit échantillons ont été analysés pour les isotopes de l'oxygène (annexe 12) dans le groupe IV alcalin (analyses effectuées par D. Weis, dans le laboratoire des Isotopes Stables du prof. Javoy à Paris). Une moitié provient du complexe annulaire de Timedjelalen et l'autre des filons N-S d'Ichoualen (NE de Timedjelalen, fig. 16). Sept quartz et sept feldspaths (4 éch. des filons N-S, 3 éch. du complexe de Timedjelalen) ont également été analysés. Ces deux minéraux possèdent en effet un comportement opposé lors de l'altération hydrothermale : le quartz perd difficilement ses caractéristiques magmatiques alors que les feldspaths sont très sensibles à ce genre de phénomène (Taylor, 1968). A l'équilibre magmatique, le facteur de fractionnement isotopique entre quartz et feldspath est de 1‰ (en notation δ^{18} O; Garlick, 1966; Taylor, 1968, 1977; Anderson *et al.*, 1971). La valeur du δ^{18} O de la roche totale sera située entre celle du quartz et celle du feldspath, sa position dépendant du rapport des deux minéraux dans la roche et du degré d'altération du feldspath. Dans la figure 96 sont reportés la silice et les δ^{18} O des échantillons (roches totales, quartz, feldspath). Hormis deux spécimens (JPL340 et JPL341) les roches totales du complexe annulaire de Timedjelalen possèdent des δ^{18} O sur RT relativement homogènes (de +5,7 à +7,1%) sans relation avec SiO₂ c'est-à-dire avec le fractionnement. Les valeurs RT des filons N-S sont dispersées et la majorité de ces intrusions ont des valeurs basses de l'ordre de 3%).

Les deux minéraux analysés, quartz et feldspath, possèdent des valeurs très cohérentes :

- tous les quartz, tant du complexe annulaire que des filons N-S ont desδ¹⁸O compris entre 6,3 et 7,1‰;
- les feldspaths forment deux groupes : le premier comprenant uniquement des feldspaths de Timedjelalen se situe vers 5,7%°, le second, composé de ceux des filons N-S et des deux échantillons à valeurs RT basses du pluton, est localisé entre 0,6 et 1,6%°.

Le diagramme δ^{18} O quartz *versus* δ^{18} O feldspath (fig. 97) indique que le premier groupe des feldspaths est en équilibre magmatique avec les quartz (ils se placent sur la droite de Δ Qz-Kf = 1) tandis que le second en est loin quoique groupé. Cette dernière observation



Fig. 96. - Diagramme δ^{18} versus %SiO2 pour les filons N-S et le complexe annulaire de Timedjelalen. Roches totales Timedjelalen : $\oint = T1; \Phi = T2; \blacksquare =$ T3; $\blacksquare = T4; \Phi = T5; \triangleq = T6;$ les symboles correspondant hachurés horizontalement représentent les quartz, et ceux hachurés verticalement les feldspaths. Filons N-S : * : roches totales; + : quartz; x : feldspath K.

indique un déséquilibre isotopique attribuable à une altération hydrothermale (Criss et Taylor, 1983; Fourcade et Javoy, 1985).

Les valeurs groupées des feldspaths altérés $(1,3\%) \pm 0,4$ suggèrent que le rapport eau/roche n'a pas varié d'un facteur supérieur à 2 et qu'il a dû être élevé. Par l'équation d'équilibre basée sur les valeurs du fractionnement et sur les rapports eau/roche (Bottinga et Javoy, 1975), des valeurs comprises entre 0 et -3% peuvent être calculées pour l'eau météorique (Weis *et al.*, 1986). Ces valeurs sont lourdes par rapport aux δ^{18} O habituellement rapportés pour les eaux météoriques (entre -5% et -15%; Craig, 1961; Taylor, 1977). De telles eaux lourdes peuvent exister dans des bassins soumis à une évaporation intense, ce qui favorise le départ de l'isotope le plus léger, ¹⁶O (Fontes et Gonfiantini, 1967). Ces bassins résiduels pourraient correspondre aux bassins molassiques post-collision, à caractères continentaux (Fabre *et al.*, 1982).

Pourquoi certains feldspaths sont-ils altérés et d'autres non? La réponse apparaît clairement lorsque les échantillons altérés sont définis : les filons N-S et deux échantillons du complexe annulaire de Timedjelalen récoltés non loin de la même zone de contact entre deux venues, de part et d'autre de celle-ci. Les processus hydrothermaux se sont donc limités aux zones de contact, soit entre différents anneaux du complexe annulaire, soit au contact filon-roche encaissante. L'étroitesse des filons (quelques dizaines de mètres) explique que la totalité des filons soit atteinte par ce phénomène.

Le moteur de la convection peut être dans un cas le pluton lui-même (Timedjelalen) et dans l'autre la couverture rhyolitique dont les filons N-S sont les conduits nourriciers. Ce dernier processus a déjà été décrit sous les basaltes des plateaux (Walker, 1960) et a probablement produit des effets similaires au complexe annulaire d'In Zize dans l'Ahnet (Fourcade et Javoy, 1985).

Les δ^{18} O des roches totales non altérées du groupe alcalin (δ^{18} O vers + 6%) ainsi que les δ^{18} O de quatre échantillons calco-alcalins (deux d'Erecher, deux d'Adma, δ^{18} O de +6,4 à + 6,9%, annexe 12) sont clairement situés dans le champ des granites d'origine mantellique ou crustale profonde. Comme les isotopes du Sr en l'absence de zones-sources bien définies localement, les isotopes de l'oxygène ne différencient pas ces deux zones qui peuvent



Fig. 97. - 8¹⁸ quartz versus 8¹⁸ feldspath K. Symboles : *: filons N-S; complexe annulaire de Timedjelalen : même symboles que sur la figure 96.

posséder la même signature (Fourcade et Javoy, 1973; Shieh et Schwarcz, 1974). Ils excluent cependant toute participation significative d'une croûte continentale supérieure. Les isotopes de l'oxygène suggèrent également une origine des groupes I et II dans le même réservoir : les δ^{18} O d'Erecher et d'Adma sont identiques (annexe 12). Leurs valeurs homogènes vers $6,5\%_{\circ}$ indiquent que leur feldspaths ne doivent pas être altérés. Cette dernière remarque va dans le sens d'une interaction négligeable de ces plutons avec la croûte continentale lors de leur mise en place comme l'ont déjà suggéré la géochimie et les isotopes du Sr, Nd et Pb.

E. CONCLUSIONS

1. Les rapports isotopiques qui définissent les différentes régions-sources intervenant dans la genèse des magmas du batholite des Iforas, ont pu être mesurés en se référant à différents ensembles lithologiques situés dans les régions avoisinantes.

- ceux de la source 'mantellique subductogène' ont été mesurés via l'arc insulaire du Tilemsi dont la signature isotopique comprend un composant 'Dupal' (à 600 Ma : RiSr = 0,703, $\epsilon_{Nd} = +8$; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16,75, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,43);

- ceux de la croûte continentale inférieure, représentée, sous les Iforas, par l'UGI, se situent dans la moyenne de ce genre de croûte qui est donc peu appauvrie (à 600 Ma : RiSr = 0,7095; $\epsilon_{Nd} = -18$);

- ceux du manteau pénéprimordial, défini par le complexe annulaire sous-saturé permien du Tadhak, ont des valeurs proches des compositions planétaires (à 600 Ma : RiSr = 0,7043, ²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb = 18,11, ²⁰⁷ Pb/²⁰⁴ Pb = 15,56, ainsi qu'un ε Nd théorique vers +1).

Une participation significative d'une croûte supérieure ancienne est exclue par les quatre systèmes isotopiques Sr, Nd, Pb et O. Ce type de croûte se retrouve d'ailleurs peu dans le batholite et jamais en enclave.

- 2. Les trois systèmes isotopiques (Rb-Sr; Sm-Nd; U-Pb) indiquent que l'ensemble des magmas initiaux à l'origine du batholite sont typiquement mantelliques et évoluent vers les magmas parentaux par assimilation sélective de la croûte inférieure (5 à 20%). Cette contamination est d'autant plus importante que les groupes ont fractionné des minéraux hydratés (groupe I et III p.p.) et que le pluton est moins différencié. Ces deux phénomènes sont en relation avec la teneur en eau du magma. La variation de la concentration en H2O est attribuée à l'évolution de la déshydratation de la croûte océanique subductée lors de la collision.
- 3. Les magmas initiaux des groupes I et II sont sensiblement de même nature, qui est la source 'mantellique subductogène'. Les deux processus de collision et de subduction sont donc générateurs, dans les Iforas, de magmas similaires.

Le magma initial du groupe III résulte du mélange entre la source des groupes précédents et un composant enrichi en éléments hygromagmatophiles et moins appauvri (pénéprimordial) du point de vue isotopique.

Le magma initial du groupe IV alcalin résulte de la nette accentuation de ce mélange, dont le matériel pénéprimordial devient le composant essentiel.

4. Aucun granite crustal que ce soit de type Himalayen (Manaslu, Vidal et al., 1982) ou d'un autre type n'a été reconnu dans le batholite des Iforas. Ce dernier apparaît très différent d'un batholite calco-alcalin à composante crustale importante tel celui de Querigut (Pyrénées; Ben Othman et al., 1984). Remarquons que ce dernier s'est constitué dans un environnement géodynamique encore mal compris.

- 5. Les isotopes du Nd et de l'oxygène soulignent en outre que les magmas alcalins, injectés dans l'encaissant batholitique sous forme de plutons et de filons, ont interagi avec celui-ci dans des conditions tardi- à post-cristallisation, mais uniquement à la zone de contact. Les échantillons des filons N-S alcalins, peu épais, sont en conséquence nettement plus affectés par les phénomènes hydrothermaux que la majorité de ceux des granites des complexes annulaires.
- 6. Une caractéristique majeure de la Province alcaline des Iforas est l'absence de minéralisations (excepté en Th), contrairement aux «Younger Granites» du Nigéria (Jacobson et al., 1958; Van Breemen et al., 1975; Rahaman et al., 1984; Kinnaird et al., 1985). La nature des diverses sources qui ont contribué à l'existence du groupe IV alcalin peut l'expliquer : il s'agit du manteau, de la croûte inférieure, et localement du batholite calco-alcalin, dont l'origine est elle-même mantellique avec contamination de la croûte inférieure. Dans ces conditions, les seuls magmas qui pourraient donner naissance à des concentrations minérales économiquement intéressantes sont basiques. En effet, les éléments incompatibles ne concentrent pas suffisamment lors de la différenciation seule et les éléments compatibles, susceptibles de se concentrer dans les cumulats, ont des concentrations pratiquement nulles dans les roches acides.

Au Nigéria par contre, les zones minéralisées possèdent de hauts rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Van Breemen et al., 1975), témoins d'échanges intenses avec l'encaissant, constitué au moins en partie par des roches d'origine crustale (Van Breemen et al., 1977) et ces dernières ont pu pré-concentrer des éléments tels que l'étain, le wolfram ou le niobium (Black et al., 1985). L'existence d'une minéralisation associée à un complexe annulaire alcalin sursaturé est donc considérablement plus probable si le socle a une longue histoire crustale (Black, 1984). Des études orientées dans ce sens pourraient peut-être avoir de conséquences économique d'importance appréciable, particulièrement dans le choix des méthodes à employer dans la prospection.

CHAPITRE V

LE MODELE PETROGENETIQUE DE L'ORIGINE DU BATHOLITE DES IFORAS ET DE LA TRANSITION CALCO-ALCALIN - ALCALIN

Toutes les conclusions d'ordre chronologique et géochimique inteprétées dans la trame des données de terrain et de laboratoire traitées dans ce travail autorisent l'établissement d'un modèle pétrogénétique retraçant la succession magmatique dans les Iforas au cours de l'orogène pan-africain. La construction progressive de ce modèle se réfère également, au fil de son élaboration, à des études faites par d'autres auteurs.

Les contraintes essentielles à ce modèle résultant de ce travail sont les suivantes :

- l'analyse du batholite indique que ses premiers éléments, liés à la subduction, se sont mis en place entre 640 Ma et 620 Ma; elle précise que la collision s'est produite de 620 Ma à 580 Ma et que les phénomènes postérieurs à la collision, dominés par la remontée du bâti et la mise en place de la séquence alcaline, datent de 580 Ma à 540 Ma;
- tous les magmas du batholite sont d'origine mantellique, la seule contamination qu'ils subissent étant liée à des matériaux de la croûte inférieure, et ce, au début de leur différenciation crustale. Aucun granite crustal, anatectique, n'est connu;
- les lignées magmatiques I et II, calco-alcalines, sont similaires et proviennent de la déshydration de la croûte océanique subductée et du manteau sus-jacent intercalaire (source mantellique subductogène). Les groupes III et IV proviennent de produits issus de la source précédente à laquelle s'est mélangée une source mantellique pénéprimordiale en proportion nettement plus importante.

A. PREMIERE PHASE : LA SUBDUCTION ET LES MAGMAS CALCO-ALCALINS

La configuration du modèle à cette époque doit tenir compte des points suivants :

- aucune trace d'une suture n'existe entre l'arc et la cordillère, que ce soit sur le terrain ou par gravimétrie;
- les bassins volcano-sédimentaires présentent des faciès de grande profondeur à l'ouest de l'arc insulaire (Caby, 1981) et uniquement de faible profondeur entre l'arc et la cordillère (Fabre, 1982).

Aucun témoin de fosse océanique n'existe juste à l'ouest de la cordillère; au contraire, des bassins volcano-sédimentaires de faible profondeur sont concentrés dans la partie occidentale du batholite, ce qui suggère qu'à l'ouest du batholite, s'étendait une mer peu profonde. La présence d'une tillite marine dans le bassin de Taféliant corrélée avec l'une de celles du bassin de Taoudenni sur le craton ouest-africain (Fabre, 1982) impose à ce bassin une ouverture sur l'océan, ce qui pourrait indiquer un caractère d'arrière-arc à ce bassin, c'est-à-dire entre l'arc et la cordillère.

En conséquence, bien qu'une grande zone de cisaillement d'amplitude inconnue sépare actuellement ces deux paléo-environnements, une subduction commune à l'arc et à la cordillère est adoptée. L'hypothèse de deux zones de subduction ne peut toutefois être définitivement rejetée.



Fig. 98. - (A) : carte schématique (Liégeois *et al.*, 1987) montrant la chaîne trans-saharienne juste après une collision oblique précoce (680 Ma?) qui aurait produit les structures en nappes. L'arc insulaire et la cordillère des Iforas auraient été protégés par une baie du craton ouest-africain au niveau de l'aulacogène du Gourma. Dans les Iforas, une collision douce s'est déroulée par la suite vers 600 Ma. Les deux âges des charriages orientaux sont de Bertrand *et al.*. (1986b), l'âge de 680 Ma est hypothétique (voir texte). Figurés : 1. nappes précoces D1; 2. mouvements relatifs post-D1; 3. unités granulitiques éburnéennes; 4. domaine océanique avec subduction; 5. cordillère (domaine d'extension). (B) à (E) sont basés sur Boullier *et al.* (1986): ces schémas représentent les directions de compression (B, C, E) et de distension (D) pendant la collision (600 Ma) et pendant les événements post-collision.

Un deuxième point est la position du batholite, qui est limité aux Iforas. Au nord, dans l'Ahnet, l'arc insulaire est bien développé (Série Verte ; Caby, 1970), mais le batholite fait défaut.

Cette situation est vraisemblablement à mettre en relation avec la géométrie du craton ouest-africain et à son incidence sur le développement de la collision. Le craton dessine un golfe au niveau de l'Adrar des Iforas et un promontoire à hauteur de Niamey. Ce dernier a donc pu entrer en collision avec le bouclier Touareg avant que la collision ne se produise dans les Iforas (fig. 98).

Rappelons que la forme actuelle de la suture entre le craton ouest-africain et le bouclier Touareg est interprétée, sur base des données géophysiques (Bayer et Lesquer, 1978) comme étant celle du craton ouest-africain avant la collision.

En s'amorçant au sud, la collision a pu y déployer toute sa vigueur en engendrant le «Dahomeyan thrust front». Lesquer et Louis (1982) ont développé un modèle géophysique (gravimétrique) étayant ce modèle de collision précoce au sud. Cette dernière pourrait être la cause de la mise en place des nappes de type UGI, dans les Iforas et au Hoggar, si on accepte, pour la tectonique D1 un âge pan-africain précoce (vers 700 Ma ou plus jeune; Boullier *et al.*, 1978; Caby *et al.*, 1981; Boullier, 1982).

La puissance de la tectonique tangentielle contemporaine au Hoggar central (entre 650 et 600 Ma, Bertrand *et al.*, 1986a,b; Bertrand, 1986), 400 à 800 km à l'est de la suture trouve difficilement son origine dans la faible collision qui a eu lieu dans les Iforas et s'accorde mieux avec une collision violente.

Au nord, dans les Iforas, la subduction a pu se poursuivre (fig. 98) quelques dizaines de millions d'années encore, engendrant les magmas pré-tectoniques du batholite.

L'ampleur de l'activité magmatique à partir de 640 Ma - les bassins volcano-sédimentaires sont post-D1 ainsi que pratiquement tout le batholite - serait dès lors liée à une modification de la pente du plan de Wadati-Bénioff sous les Iforas, au moment où se produisait la collision plus au sud.

Le magmatisme des marges actives n'apparaît en effet que dans les zones où ce plan est suffisamment incliné. A l'heure actuelle, dans les Andes, les zones où ce plan est trop peu incliné ne comprennent aucun magmatisme andésitique (Barangazi et Isacks, 1976; Thorpe et Francis, 1979; Jordan *et al.*, 1983).

Ce modèle, basé sur un promontoire qui a concentré l'essentiel de l'énergie tectonique, explique pourquoi, dans les Iforas, la collision fut plus douce; elle correspond à un raccourcissement de \pm 40% dans les bassins volcano-sédimentaires et n'a produit aucun redoublement crustal.

Quant à la largeur qu'a pu avoir l'océan à l'ouest du Tilemsi, rien ne permet de l'évaluer. Il existe des données paléomagnétiques sur les Iforas, mais peu utiles à ce point de vue. Morel (1981), en se basant sur la granodiorite d'Adma, tardi-tectonique, a pu estimer une paléo-latitude élevée (>60°) pour les Iforas vers 600 Ma, mais aucune roche plus ancienne (pré-tectonique) n'a été traitée. De toutes manières, il n'existe aucune roche sur le craton ouest-africain âgée de 800-700 Ma susceptible d'être étudiée par la méthode paléomagnétique. C'est ce qui fait dire à Black (1978) que le paléo-atlantique pré-pan-africain admis par Morel et Irving (1978) à la fin du Précambrien pourrait très bien se situer à l'est du craton ouest-africain et non forcément à l'ouest.

Une coupe schématique (fig. 99a) au niveau des Iforas synthétise les conclusions de ce travail relatives à la formation des magmas engendrés lors de la subduction.

Tous les éléments indiqués sur la figure 99 ont toujours une base géologique, que ce soit de terrain, géophysique ou géochimique.

A l'ouest, la plaque lithosphérique qui supporte la marge passive du craton ouest-



Fig. 99. - Modèle d'évolution schématique pour le batholite des Iforas pendant l'orogène pan-africain (voir texte). A chaque étape, ne sont plus représentées les caractéristiques de l'étape précédente. Les petites flèches symbolisent la contamination crustale. Zone quadrillée = craton ouest-africain; zone blanche = bouclier Touareg; zone noire = croûte océanique; zone finement pointée = manteau lithosphérique; zone moins finement pointée : manteau asthénosphérique; dans la zone de subduction, au contact croûte océanique-manteau lithosphérique, est représentée la déshydratation de la croûte océanique. Magmas : - : plutonites; V : volcanites. Dans les fig. C et D, les lignes très fines représentent respectivement les filons E-W et les filons N-S.





IV WEAK DISTENSION + TRANSCURRENT MOVEMENTS SOUTH 580, ?(min 540 Ma) NORTH 550



africain est subductée sous l'arc insulaire et la cordillère des Iforas. A l'ouest de l'arc, se trouve une fosse océanique (représentée par les flysch de l'arc) et à l'est une mer marginale (type Taféliant) le sépare de la cordillère. Tous les magmas engendrés lors de cette étape proviennent de la source 'mantellique subductogène' c'est-à-dire du manteau lithosphérique injecté de 'dykes' de manteau pénéprimordial (Gill, 1984), le tout imprégné de fluides aqueux alcalins provenant de la déshydratation de la plaque océanique subductée.

Le schéma de la figure 99a regroupe tous les éléments dont l'existence a été démontrée lors de la période de subduction (720-620 Ma). Cela ne signifie pas que les différents environnements géodynamiques aient persisté 100 Ma. La mer marginale en particulier, dont la durée de vie des équivalents récents est de l'ordre de 10 à 15 Ma, n'a certainement pas duré aussi longtemps. Des relais entre différents bassins sont par contre possibles. De même pour l'arc insulaire, nous savons qu'il fonctionnait entre 730 et 710 Ma et qu'il existe des massifs dont le caractère syn-tectonique leur a fait attribuer un âge vers 600 Ma, mais il n'est cependant pas sûr que l'arc du Tilemsi ait perduré 100 Ma. C'est néanmoins possible car, bien qu'aucun arc intra-océanique actuel n'atteigne un âge comparable (les plus vieux ont un âge de l'ordre de 40 Ma), rien ne s'y oppose.

Le modèle proposé est en fait le modèle classique des marges actives (e.g. Best, 1975; Thorpe *et al.*, 1976). La particularité de la cordillère des Iforas réside dans le fait que la contamination des magmas des Iforas ne s'est produite qu'à l'intermédiaire de matériaux de la croûte inférieure, au stade des magmas basiques.

Une controverse existe concernant la cause de la relation roches acides - épaisseur de la croûte continentale dans les marges actives continentales, particulièrement dans les Andes (Thorpe *et al.*, 1979). La plus grande épaisseur de croûte pourrait engendrer soit une plus grande contamination crustale soit une différenciation plus poussée. Cette étude fait apparaîrre que dans le cas des Iforas la seconde hypothèse est la seule applicable. Les isotopes du Sr, du Pb et du Nd indiquent en effet une contamination moins forte pour les plutons les plus différenciés (plutons de lignées différentes, bien entendu). Thorpe *et al.* (1979) ont également préconisé que la plus grande abondance des roches volcaniques acides des Andes Centrales proviennent en grande partie d'un degré de cristallisation fractionnée plus élevé.

Le problème des roches basiques correspondant aux roches acides du batholite est aisément résolu si l'on pense que dans les Andes, l'épaississement crustal n'est pas dû à une tectonique de compression, qui est pratiquement nulle (Pitcher, 1978) mais bien à l'addition de matériel magmatique provenant du manteau (James, 1971; Brown, 1977). Dans les Iforas, l'àbsence de tectonique de compression est nettement démontrée par la présence ubiquiste de bassins volcanosédimentaires, forcément liés à une distension.

D'un point de vue paléogéographique, le sud de la chaîne des Andes pourrait peut-être donner une idée de ce que fut la cordillère des Iforas avec ses nombreux bassins de faible profondeur d'eau communiquant avec l'océan. Une comparaison plus précise, que ce soit avec la géologie (Dalziel *et al.*, 1974, 1975) ou avec la géochimie (Saunders *et al.*, 1979) n'est pas possible pour le moment.

B. DEUXIEME PHASE : LA COLLISION ET LES MAGMAS CALCO-ALCALINS (suite)

La collision entre le craton ouest-africain et le bouclier Touareg, dans les Iforas, est caractérisée par un raccourcissement peu important et qui, en tout cas, n'a pas entraîné de redoublement de croûte. Indépendamment des données de terrain, le fait que les magmas syntectoniques de l'arc insulaire du Tilemsi aient conservé la même signature isotopique «source mantellique subductogène pur» que celles des magmas contemporains de la subduction, et que, dans la cordillère, aucun magma crustal n'ait été décelé, est bien l'indication que, même en base de croûte, seul un accolement s'est produit. En effet, des compressions plus accentuées à la base de la croûte qui auraient produit des redoublements crustaux profonds, se signaleraient à moins grande profondeur par des magmas anatectiques. Des données gravimétriques aériennes au niveau du bassin des Voltas au Ghana confirme cette manière de voir (Ako et Wellman, 1985).

Entre l'arc insulaire et la cordillère existe une surface rupturelle le long de laquelle se sont produits des mouvements décrochants d'amplitude inconnue (accident du 0°50', fig. 99b). Cet accident du 0°50' est considéré comme d'échelle lithosphérique car il a guidé des magmas alcalins jusque près de la surface (ex : granite alcalin de la confluence Tilemsi - oued d'Erecher, ainsi que peut-être le massif de Tessalit). D'autres accidents N-S et subverticaux ont existé plus à l'est, comme la faille de l'Adrar, qui sépare les Iforas centrales des Iforas orientales. Leur origine et leurs conséquences sont mal connues.

S'il n'y a pas eu de charriage à 600 Ma dans les Iforas proprement dites, des nappes se sont, par contre, mises en place à l'ouest de l'arc du Tilemsi, sur le craton ouest-africain. Elles sont consignées sur la figure 99b : ce sont les nappes du Gourma et les nappes du Timétrine (y compris des ophiolites?). De plus, des roches denses pentées à l'est et déracinées déterminant la suture gravimétrique, sont interprétées comme de la croûte océanique obductée (Bayer et Lesquer, 1978). Le craton lui-même est découpé en copeaux formant horst et graben. Le horst de Gouré en est un exemple (Caby et Moussine-Pouchkine, 1978).

Dans le batholite, la collision a entraîné le plissement, peu important, des séries volcano-sédimentaires et la mylonitisation des plutons pré-tectoniques.

Un point important est la persistance de la source subductogène lors de la collision : Le grand volume de magmas tardi-tectoniques provient des mêmes sources que les magmas de subduction et est à la base d'une accrétion sous-crustale de magmas basiques correspondant aux plutons acides et intermédiaires du batholite. Le rôle du raccourcissement tectonique n'a probablement pas été prépondérant dans l'épaississement crustal des Iforas.

Soulignons que, si la mise en place de ces plutons est tardi-tectonique, la fusion mantellique à la base de leur genèse s'est très probablement déroulée lors de la collision, à partir de 620 Ma.

Le stade collision des Iforas s'apparente donc à une période de subduction ralentie où les continents sont accolés. Ces conditions spéciales ont permis une production importante de magmas calco-alcalins en peu de temps.

La genèse de magmas calco-alcalins postérieurs à une subduction mais qui en ont les caractères se rencontre à l'époque récente : en Papouasie, des basaltes et des andésites actuelles sont à relier à une subduction tertiaire depuis lors arrêtée (Smith et Compston, 1982); en Iran, des roches mises en place en milieu continental (collision) ont encore une nette signature de zone de subduction (Riou *et al.*, 1981).

Rappelons qu'aucun granite crustal n'a pu être détecté dans l'ensemble du batholite, contrairement à la chaîne contemporaine du Damara (Duyvermann *et al.*, 1982). Seuls les granites leucocrates de l'ensemble RAPU (Bertrand et Wright, en prép.; Liégeois *et al.*, 1987), au statut indéterminé, pourraient éventuellement en être. Il est probable d'ailleurs que la production d'une grande quantité de magmas crustaux à un stade cordillère (la collision des Iforas n'en est jamais qu'un cas particulier) soit difficile tant au point de vue tectonique (Brown, 1977), qu'au point de vue thermique. Ceci n'exclut pas que des magmas d'origine crustale puissent exister dans une cordillère de type andin, mais ils sont apparemment minoritaires et relativement tardifs dans le développement magmatogénique (Hawkesworth *et al.*, 1982).

C. TROISIEME PHASE : LE REEQUILIBRAGE ISOSTATIQUE ET LA TRANSITION CALCO-ALCALIN - ALCALIN

Cette période est celle du début de l'évolution géologique intra-continentale car l'océan est refermé depuis au moins 40 Ma et le magmatisme alcalin des Iforas ne diffère guère du magmatisme intraplaque alcalin anorogénique classique. Le magmatisme alcalin des Iforas, ainsi que le groupe III post-tectonique, sont caractérisés par une participation plus importante et plus complète du manteau pénéprimordial, dont l'effet devient prépondérant dans le cas du groupe IV.

Où peut se situer le manteau pénéprimordial dont proviennent ces matériaux ? Le schéma interprétatif reste ouvert (Anderson, 1985) mais certaines contraintes peuvent en limiter les possibilités.

D'un côté, Fitton et Dunlop (1985) ont montré que le magmatisme alcalin de la ligne du Cameroun, qui enjambe la marge continentale pour passer de l'Afrique à l'océan Atlantique, est identique dans les deux zones, continentale et océanique. Ce magmatisme ne peut donc provenir du manteau lithosphérique, qui a toutes les chances d'être différent dans les deux environnements, puisqu'ancien sous les continents et continuellement recyclé dans le manteau sous les océans (en quelques centaines de millions d'années au plus).

D'un autre côté, le magmatisme alcalin apapraît toujours associé à des structures de discontinuité lithosphérique. De Long et al. (1975) ont montré que le magmatisme alcalin des arcs insulaires était, sans exception, situé soit sur le bord latéral de la zone de subduction où un décrochement s'exerce, soit là où la subduction concerne une zone de fracture ou une autre structure linéaire, perpendiculaire à la fosse. De Long et al. (1975) ont suggéré que ces environnements tectoniques particuliers ont permis d'atteindre des zones mantelliques (asthénosphère) sous ou à côté de la lithosphère subductée, zones qui ne sont normalement pas accessibles dans un arc insulaire. Black et al. (1985) ont démontré l'importance de la structure de la lithosphère dans la localisation et la nature du magmatisme alcalin anorogénique continental. Le magmatisme alcalin sous-saturé ou mixte est associé à des rifts (Tadhak) ou à des failles transformantes alors que les provinces sursaturées sont liées à des réactivations de failles décrochantes et à une lithosphère mince et jeune, c'est-à-dire que ces provinces se constituent peu de temps après un orogène (Iforas, Nigéria, Corse) ou lors d'une fragmentation continentale (Rockall, Afar; Black et al., 1972). Ces deux approches (DeLong et al., 1975; Black et al., 1985) expriment la même idée : la mobilisation finale de la source du magma alcalin est soumise à un rejeu majeur lithosphérique.

En réunissant cette conclusion à celle de Fitton et Dunlop (1985), nous arrivons à la conviction que la localisation la plus probable du manteau pénéprimordial à l'origine du magmatisme alcalin est la partie supérieure du manteau convectif sous-jacent à la lithosphère, autrement dit l'asthénosphère.

Les données actuelles sur les isotopes des gaz rares des iles océaniques ne sont pas univoques; elles peuvent: aussi bien être interprétées comme caractéristiques des produits issus du manteau pénéprimordial (ce qui nécessite un réservoir bien séparé) que du manteau plus ou moins appauvri et contaminé par l'atmosphère (Fischer, 1985).

Ceci n'exclut pas la possibilité que l'asthénosphère ne soit qu'un réservoir intermédiaire (Bonin et Lameyre, 1978) formé par la montée générale, dans le manteau supérieur, de fluides profonds pouvant engendrer une fusion par zone (Harris, 1957); cependant, la mise en place dans la croûte, continentale ou océanique, des produits à l'origine des magmas alcalins ne se fait que sur appel lithosphérique (Harris, 1982; Black *et al.*, 1985). *Il est donc* incorrect de considérer le magmatisme alcalin anorogénique comme atectonique¹. En l'absence de fissuration lithosphérique, le magma alcalin se consolide à la base de la lithosphère (Turcotte, 1981) pour éventuellement donner naissance à un manteau lithosphérique veiné (Thompson *et al.*, 1984). Ce dernier pourrait être à l'origine de la double signature 'manteau appauvri' et 'manteau pénéprimordial' des groupes calco-alcalins. Ce veinage peut être très limité en volume (Tarney *et al.*, 1980).

De nombreux modèles géochimiques récents font intervenir un composant provenant de la limite manteau supérieur - manteau inférieur (discontinuité des 650-700 km; fig. 100) où auraient été stockés des fragments de croûte océanique subductée (White et Hofmann, 1980, 1982; Hofmann et White, 1982; Ringwood, 1985; Thompson *et al.*, 1984; Allègre et Turcotte, 1985) ou de lithosphère continentale trop épaissie que pour ne pas sombrer (Houseman *et al.*, 1981; Mc Kenzie et O'Nions, 1983; Allègre et Turcotte, 1985). Il apparaît en effet de plus en plus qu'une composante crustale existe dans les îles océaniques (White et Patchett, 1984).

Le modèle du contrôle structural présenté plus haut n'est pas en contradiction avec ces idées et donc avec l'existence de zones chaudes et profondes dans le manteau. Il diverge par contre radicalement dans sa philosophie avec l'hypothèse des points chauds de Morgan (1972). Celle-ci, en effet, suggère que les points chauds sont à l'origine de la localisation du magmatisme en surface alors que nous pensons que la lithosphère joue un rôle primordial sur ce point. Le modèle des points chauds a d'ailleurs de grandes difficultés à être appliqué ailleurs qu'aux îles Hawaï, où il a été conçu. Il ne peut l'être qu'à force d'aménagements complexes et, comme le disent Black *et al.* (1985) : «If a solution is sought by invoking moving and intermittent plumes, the elegance of the hypothesis is lost». Souvent il faut, comme le dit Bonin (1980), faire intervenir un point chaud qui n'est ni ponctuel, ni chaud.

Dans le cas des Iforas, il est clair que le magmatisme alcalin, comprenant des complexes annulaires, n'est pas lié à un point chaud *sui generi* mais bien aux circonstances qui ont provoqué ou qui découlent du processus collisionnel.

Selon ce qui vient d'être dit, ils nous faut deux éléments pour permettre à ce magmatisme alcalin de se mettre en place à la fin de la collision :

- 1. des structures lithosphériques profondes permettant d'extraire des magmas de l'asténosphère;
- 2. que l'asthénosphère se trouve dans une situation telle qu'elle puisse aisément lâcher des produits de fusion partielle lors de la sollicitation lithosphérique.

Voyons comment ces conditions peuvent être remplies dans les Iforas.

1. Le groupe IV est précédé par la tectonique D3 et suivi par la tectonique D4. Comme il est logique de supposer un certain laps de temps entre la mobilisation de la source et la mise en place des magmas conséquents à un niveau superficiel de la croûte, la phase rupturelle D3 peut donc servir de détonateur lithosphérique.

Cette phase résulte d'un renversement du champ des contraintes du NW-SE ou E-W (D2, fig. 9b) à NE-SW (D3, fig. 98c) ce qui, d'après la proposition de «l'effet harpon» (Black *et al.*, 1985) permet des effets disruptifs importants en profondeur. Cet «effet harpon» suggère, par analogie, qu'un mouvement très faible mais en *sens inverse* des mouvements précédents dans un système Riedel, donc en distension, puisse avoir des résultats majeurs en profondeur. Quoi qu'il en soit, le jumelage de l'inversion du sens des décrochements avec le magnatisme alcalin paraît bien établi (Black *et al.*, 1985). Le retour aux directions de contraintes qui ont engendré D2 lors de la phase D4 (fig. 98d) n'a pas été accompagné de magnatisme : en effet, la D4 a rétabli le jeu compressif de la déformation précédente.

¹ Nous considérons que le terme «atectonique» concerne aussi bien la tectonique cassante que la tectonique plastique.





Fig. 100. - Modèle de Ringwood (1986) indiquant une origine très profonde pour le magmatisme alcalin (après accumulation de matériaux subductés). Ce modèle n'est pas en opposition avec la conclusion de ce travail qui indique l'asthénosphère comme source du magmatisme alcalin des Iforas. En effet, c'est dans cette zone (indiquée par une *, rajoutée) que doit se stocker le matériel profond. Il ne se mettra en place dans la zone du sigle ** (rajouté) que sur un appel lithosphérique (voir texte). L'asthénosphère serait donc un réservoir intermédiaire important au même titre que le mégalite du modèle de Ringwood.

2. Dans les Iforas, la présence d'une asthénosphère féconde susceptible de produire une grande quantité de magmas alcalins doit posséder un lien avec le processus de collision. Dans notre modèle, nous proposons la mise en place de produits asthénosphériques à plus faible profondeur dans la lithosphère lors de la rupture de la croûte océanique froide subductée (fig.99c, d).

Le schéma représente des fractures normales à la lithosphère subductée mais des fractures verticales engendrées par la phase D3 sont également envisageables.

Un processus tectonique similaire paraît se produire dans les Nouvelles Hébrides au niveau des volcans Aoba et Ambrym où un magmatisme alcalin surplombe une interruption dans la séismicité interprétée comme résultant du détachement de la plaque subductée (Pascal, *in* DeLong *et al.*, 1975). De plus, ces deux volcans se situent sur des fractures transverses à l'axe de l'arc insulaire (Colley et Warden, 1974).

La décompression de l'asthénosphère lors de ce processus peut en effet favoriser une fusion partielle intense (Lameyre *et al.*, 1984, 1985). Ce modèle explique la grande quantité de magmas alcalins produite (n'oublions pas les plateaux plurikilométriques de laves) pendant un cours laps de temps. Le magmatisme alcalin des Iforas, comme celui d'Arabie (Harris et Gass, 1981), pourrait être comparé à un «feu de paille» : l'asthénosphère en pénétrant dans la lithosphère, est rapidement vidée de ses éléments les plus volatils.

La part de l'asthénosphère (manteau pénéprimordial) est prépondérante pour le groupe IV mais la signature de la source mantellique subductogène est toujours présente (voir arachnogrammes) : la remontée de l'asthénosphère a finalement dû emporter tout ce qui restait de la source subductogène calco-alcaline.

Ce type d'interaction entre le manteau 'OIB' et l'environnement 'arc insulaire' a également été proposé récemment pour l'origine des basaltes alcalins du Japon (Nakamura *et al.*, 1985) quoique ces auteurs suggèrent plutôt une situation profonde pour le manteau pénéprimordial. Une interaction complexe asthénosphère-lithosphère, d'intensité variable suivant les contextes géodynamiques, est vraisemblablement la condition générale qui explique l'origine du magmatisme alcalin que ce soit dans le cas des Iforas ou dans celui d'Hawaï, autre extrême (Tatsumoto, 1978).

Dans ce schéma, on comprend facilement ce que représente le groupe III. Ce dernier, postérieur à la tectonique D3 (Boullier *et al.*, 1986), constitue un intermédiaire où les premiers produits asthénosphériques commencent à se mélanger (fig. 99c) avec la source mantellique subductogène restante.

Ces deux groupes post-tectoniques sont contemporains de la remontée du bâti qui s'est déroulée jusqu'à la pénéplanation du batholite, le granite alcalin précoce de Tahrmert inclus. Cette surface horizontale correspond à la surface d'affleurement actuelle (vers 500 m d'altitude). Cette pénéplanation avait poussé Karpoff (1960) à admettre un troisième cycle géologique pour les roches postérieures : le Nigritien. Comme les complexes annulaires, postérieurs, requièrent 3-4 km de roches surincombantes, il faut admettre que les plateaux de laves et de roches volcano-sédimentaires du type Tiralrar (>2000 m d'épaisseur, Fabre et al., 1982) ne sont que des reliques d'un gigantesque manteau rhyolitique et ignimbritique d'épaisseur plurikilométrique qui a recouvert l'ensemble de l'Adrar des Iforas (ces plateaux seraient comparables, excepté l'environnement géodynamique, aux rhyolites miocènes de l'est de l'Afar, Gadalia et Varet, 1983). Cette conclusion est étayée par l'ampleur des essaims de filons N-S, conduits nourriciers des laves (fig. 18), et par la composition essentiellement de type Tiralrar des molasses tardives de la chaîne (Fabre, 1982). En effet, comme l'abrasion du batholite a marqué l'atteinte de l'équilibre isostatique, l'extrusion de cette énorme quantité de laves a permis à l'érosion de reprendre et de remplir les petits graben contemporains pour atteindre à nouveau l'équilibre isostatique : la surface d'érosion pré-Tassilis, tout à fait horizontale, se situe vers 900 m d'altitude (Karpoff, 1960). Bien entendu, il n'est nullement question ici du mouvement épeirogénique récent affectant le Sahara central. Le point important est la proximité des trois surfaces d'érosion.

Les groupes III et IV posent également un autre problème : la géochronologie paraît indiquer qu'au sud dans la région de Kidal, la mise en place de ces magmas est plus ancienne (580-560 Ma) qu'au centre, région de Timedjelalen-Tiralrar, où les événements semblent s'être précipités (550-540 Ma). Comme toutes ces intrusions sont quasiment isobathes, une remontée différentielle du bâti peut être proposée, éventuellement sous la forme d'un bombement, elle-même pouvant être liée au caractère oblique de la collision démontrée par Boullier (1982) et Ball et Caby (1984). Pour circonscrire complètement le phénomène, il faudrait des mesures d'âges dans l'extrême sud (complexe de Takellout) et dans l'extrême nord des Iforas (complexe de Tessalit). Le télescopage des intrusions dans le centre du batholite et le fait que aussi bien au nord qu'au sud les complexes annulaires sont recoupés par des filons N-S (au centre, Timedjelalen en est exempt) suggéreraient, non pas une tendance sud-nord mais une tendance centripète.

CONCLUSIONS GENERALES

L'Adrar des Iforas a été principalement modelé au Pan-African *lato sensu* au cours de la subduction et de la collision qui s'ensuivit entre le bouclier Touareg et le craton ouestafricain, d'âge éburnéen. Dans les Iforas, le caractère doux et oblique de la collision a permis la conservation des manifestations magmatiques et volcano-sédimentaires pré-tectoniques ainsi que le développement d'un gigantesque batholite composite calco-alcalin finalement percé de magmas alcalins.

Les différents plutons du batholite composite des Iforas ont pu être mis en relation avec les étapes successives d'une fermeture océanique – subduction, collision et période post-collision. Ils ont ainsi permis de dater les différentes phases de l'orogène pan-africain dans la région. Il en ressort que le Pan-Africain a, ainsi qu'au Hoggar, son climax vers 600 Ma et que l'activité magmatique du batholite des Iforas a perduré quelque 100 millions d'années.

Dans ce batholite, quatre groupes magmatiques ont été définis sur des critères structuraux, minéralogiques et géochimiques et ont été datés par la méthode Rb-Sr : groupe I pré-tectonique calco-alcalin pauvre en K2O (> 635-620 Ma); groupe II tarditectonique calco-alcalin riche en K2O (620-580 Ma); groupe III post-tectonique calco-alcalin riche en K2O (580-550 Ma); groupe IV post-tectonique alcalin (560-540 Ma).

Les études géochimiques (majeurs, traces, TR) et isotopiques (Sr, Nd, Pb, 0) ont démontré l'origine mantellique des différents groupes étudiés, tant calco-alcalins qu'alcalins; elles ont également souligné l'existence d'une contamination limitée, quant aux produits, à la croûte inférieure et, quant au temps, à un stade précoce de l'évolution des magmas. L'intervention de la croûte supérieure a été négligeable. Les magmas de subduction et de collision ont une même origine enracinée dans la source mantellique subductogène alors que les roches alcalines, ainsi qu'un groupe calco-alcalin intermédiaire, témoignent de la participation plus directe de l'asthénosphère enrichie. Ces conclusions reposent sur une argumentation basée, dans les Iforas, sur la recherche des caractéristiques des différentes régions-sources concernées, nommément la source mantellique subductogène, dominée par le manteau appauvri, le manteau pénéprimordial et la croûte continentale inférieure.

Une modélisation quantitative des éléments majeurs et qualitative des éléments en traces (y compris les terres rares) a établi pour chacune des trois tendances calco-alcalines un modèle de cristallisation fractionnée cohérent aux conclusions suivantes : 1) aucune contamination crustale n'est nécessaire pour modéliser les tendances étudiées (> 55% SiO₂). 2) Les groupes I et II peuvent avoir eu des magmas initiaux semblables, le premier ayant évolué dans des conditions plus hydratées que le second. Le troisième groupe, à tendance alcaline, nécessite un magma initial plus alcalin, annonçant le groupe IV alcalin.

Les éléments hygromagmatophiles, rassemblés sur des arachnogrammes, ont mis en évidence la participation de trois sources dans la genèse du batholite des Iforas : le manteau appauvri, le manteau pénéprimordial et une composante subduction (déshydratation de la croûte océanique subductée) dont les parts relatives ont été estimées pour les quatre groupes. Les deux premiers groupes (subduction et collision) ont eu des sources similaires typiques des zones de subduction alors que les groupes post-tectoniques requièrent une prépondérance du manteau pénéprimordial.

L'étude combinée des isotopes du Sr, du Nd et du Pb a indiqué une contamination sélective par une croûte inférieure granulitique (5 à 20% suivant les plutons) de tous les magmas **basiques** dont les origines sont, pour les deux premiers groupes, la source «mantellique subductogène» et pour le groupe alcalin essentiellement le «manteau pénéprimordial».

Ces conclusions s'appuyent sur le repérage et la caractérisation géochimiques d'ensemble lithologiques locaux susceptibles de correspondre aux sources profondes liées aux grands réservoirs terrestres :

- l'arc insulaire du Tilemsi pour la source mantellique subductogène, à 600 Ma : RiSr = 0,7030; ε_{Nd} = +8; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16,75; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,43;
- le complexe annulaire sous-saturé du Tadhak pour le manteau pénéprimordial, à 600 Ma : RiSr = 0,7043; 206 Pb/ 204 Pb = 18,11; 207 Pb/ 204 Pb = 15,56;
- l'unité granulitique des lforas pour la croûte inférieure, à 600 Ma : RiSr = 0,7095; ε_{Nd} vers -23.

La croûte supérieure n'est pas impliquée dans la genèse du batholite des Iforas. Seule une interaction des magmas alcalins avec leur encaissant (= batholite calco-alcalin) est indiquée par les isotopes du néodyme et de l'oxygène, mais à leurs zones de contact uniquement.

La synthèse des observations, résultats et interprétations a mené à l'établissement d'un modèle gédynamique où le groupe I (subduction) mais également le groupe II (collision) sont issus du manteau lithosphérique enrichi par les fluides aqueux provenant de la déshydratation de la croûte océanique subductée. Le groupe alcalin y résulte de l'effet conjugué de la réactivation de zones de cisaillement lithosphériques et de la mise en place de l'asthénosphère à plus faible profondeur lors de la rupture de la croûte océanique plongeante. Tous les groupes ont subi une contamination en base de croûte. L'origine du groupe alcalin rend compte des caractères typiquement anorogéniques des complexes annulaires des Iforas ainsi que de l'absence de minéralisations dans la Province.

De ces résultats émergent plusieurs conséquences d'ordre général :

- une importante accrétion crustale s'est produite au Pan-Africain qui fut, sans conteste, un des orogènes majeurs de l'histoire géologique terrestre et non pas, comme l'avait supposé Kennedy (1964), un simple rajeunissement thermique ou une réactivation de complexes lithologiques anciens.
- 2. Un magmatisme calco-alcalin de type subduction a persisté près de 40 Ma après l'initiation de la collision. De semblables cas existent dans des périodes plus récentes, tant en milieu continental (Riou et al., 1981) qu'en milieu océanique (Smith et Compston, 1982) mais le batholite des Iforas expose dans ses associations l'enregistrement complet du phénomène. Ce dernier paraît lié dans les Iforas à une collision douce et oblique qui n'a pas produit de redoublements crustaux générateurs de granites sialiques. La même succession tonalites pré-tectoniques granodiorites et granites calco-alcalins tardi-tectoniques granites alcalins post-tectoniques respectivement agés de 650, 620-600 et 580 Ma, a été décrite en Arabie Saoudite dans la région d'Al Amar-Idsas par Le Bel et Laval (1984).
- 3. Un magmatisme alcalin typiquement anorogénique s'est développé immédiatement après la collision qui a permis, par des décrochements de dimension lithosphérique, la

mobilisation du manteau asthénosphérique enrichi remonté dans la lithosphère.

Cet enchaînement collision-magmatisme alcalin (ce dernier n'est donc pas lié à un rift) n'est pas un phénomène local, limité aux Iforas. Du magmatisme alcalin post-collision existe en Arabie Saoudite (Harris, 1982, 1985; Harris et Marriner, 1980), en Corse (Bonin et al., 1978), dans la chaîne alpine de Turquie et d'Iran (Innocenti et al., 1982).

L'environnement post-collision du groupe alcalin des Iforas se traduit par la signaturerelique de type subduction qu'il possède. Une remarque similaire a été faite pour les roches alcalines post-collision de Sardaigne (Cioni et al., 1982).

Ce type de manifestations alcalines, à caractère anorogénique, mais en fait post-orogéniques, apporte, lorsqu'il n'est pas déraciné de son contexte, des enseignements nouveaux dont il faudrait tenir compte lors de l'étude d'autres provinces alcalines réellement anorogéniques.

REFERENCES

Ahern, J.L. et Turcotte, D.L. (1979) - Magma migration beneath an ocean ridge. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 115-122.

Ako, J.A. et Wellman, P. (1985) - The margin of the West African craton : the Voltaian basin. - J. Geol. Soc. Lond., 142, 625-632.

Albuquerque, C.A.R. de (1975) - Partition of trace element in co-existing biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, northern Portugal. - Chem. Geol., 16, 89-108.

Alderton, D. H.M., Pearce, J.A. et Potts, P.J. (1980) - Rare Earth element mobility during granite alteration; evidence from southwest England. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 149-165.

Allan, P.M. (1968) - The stratigraphy of a geosynclinal succession in Western Sierra Leone, West Africa. - *Geol. Mag.*, 105, 62.

Allègre, C.J. (1982) - Chemical geodynamics. - Tectonophysics, 81, 109-132.

Allègre, C.J. et Caby, R. (1972) - Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. -*C.R. Acad. Sci. Paris*, D 275, 2095-2098.

Allègre, C.J. et Condomines, M. (1982) - Basalt genesis and mantle structure studied through Thisotopic geochemistry. - *Nature*, 299, 21-24.

Allègre, C.J. et Turcotte, D.L. (1985) - Geodynamic mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. - *Geophys. Res. Lett.*, **12**, 207-210.

Allègre, C.J., Dupré, B., Lambret, B. et Richard, P. (1981) - The sub-continental versus sub-oceanic debate. I. Lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area : Ahaggar volcanic suite. - *Earth Planet. Sci. lett.*, **52**, 85-92.

Anderson, D.L. (1985) - Hotspot magmas can form by fractionation and contamination of mid-ocean ridge basalts. - *Nature*, **318**, 145-149.

Anderson, A.T., Clayton, R.N. et Mayeda, T.K. (1971) - Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks. - J. Geol., 79, 715-729.
Andreopoulos-Renaud, U. - Age U-Pb sur zircon d'un massif syncinématique pan-africain dans l'Adrar des Iforas, Mali. - C.R. Acad. Sci. Paris (à paraître).

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.

Arth, J.G. (1979) - Some trace elements in trondhjemites - Their implications to magma genesis and paleotectonic setting. - *In* : Trondhjemite, dacite and related rocks (Barker, F., ed.), Elsevier, 123-132.

Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E. et Friedman, I. (1978) - Geochemistry of the gabbro-dioritetonalite-trondhjemite suite of southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. - J. Petrol., 19, 289-316.

Ba, H. (1982) - Les complexes annulaires de Kidal-Tibeljeljeline et Djounhane (Adrar des Iforas, République du Mali) : étude pétrologique et structurale, minéralisation U-Th. - *Thèse Ing. Doc. USTL Montpellier.*

Ba, H., Black, R., Benziane, B., Diombana, D., Hascoet-Fender, J., Bonin, R., Fabre, J. et Liégeois, J.-P. (1985) - La province des complexes annulaires sursaturés de l'Adrar des Iforas, Mali. - *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 123-142.

Bakor, A.R., Gass, I.G. et Neary, G.R. (1976) - Jabel Al Wask; northwest Saudi Arabia : an Eocambrian back-arc ophiolite. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 30, 1.

Ball, E. (1980) - An example of very consistent brittle deformation of a wide intracontinental zone : late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield; structural implication. -*Tectonophysics*, **61**, 363-379.

Ball, E. et Caby, R. (1984) - Open folding and constriction synchronous with nappe tectonics along a megashear zone of Pan-African age. - *In* : African Geology (J. Klerkx and J. Michot, eds), Tervuren, 75-90.

Baranzangi, M. et Isacks, B.L. (1976) - Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate below South America. - *Geology*, **4**, 686-692.

Barker, F. (1979) - Trondhjemite : definition, environment and hypothesis of origin. - In : Trondhjemites, dacites, and related rocks (F. Barker, ed), Elsevier, 1-12.

Bass, M.M., Moberly, R.M., Rhodes, M., Shih, C. et Church, S.E. (1973) - Volcanic rocks cored in the central Pacific, Leg. 17, DSDP. - Initial Rep. DSDP, 17, 429-504.

Bayer, R. et Lesquer, A. (1978) - Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture pan-africaine. - Bull. Soc. Géol. Fr., 20, 863-876.

Ben Othman, D., Fourcade, S. et Allègre, C.J. (1984) - Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Querigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69, 290-300.

Bertrand, H. et Westphal, M. (1977) - Comparaisons géologiques et paléomagnétiques des tholéiites du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord : implications pour l'ouverture de l'Atlantique. - *Bull. Soc. Géol., Fr.*, 19, 513-520.

Bertrand, H., Dostal, J. et Dupuy, C. (1982) - Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. - Earth Planet. Sci. Lett., 58, 225-239.

Bertrand, J.M.L. (1967) - Existence de plissements superposés dans le Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental). - Bull. Soc. Géol. Fr., 9, 741-749.

Bertrand, J.M.L. (1968) - Un socle remobilisé en Ahaggar oriental : les gneiss de l'Arechchoum. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 10, 566-568.

Bertrand, J.M.L. (1971) - Caractères structuraux, pétrographiques et géochimiques de la mobilisation syntectonique dans les gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Ahaggar oriental, Sahara central). -*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 13, 118-132.

Bertrand, J.M.L. (1974) - Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. -Thèse d'Etat, USTL Montpellier, Mém. CRZA, sér. Géol., nº19, Edit. CNRS, 350 p.

Bertrand, J.M. (1986) - Plutonisme et collision au Hoggar : aspects structuraux. - C.R. Acad. Sci. Paris, 302, 233-236.

Bertrand, J.M. et Caby, R. (1965) - Nouvelles observations sur le Précambrien du Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien). - C.R. Acad. Sci., 261, 3845-3848.

Bertrand, J.M.L. et Caby, R. (1978) - Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). - *Geol. Runds.*, 67, 357-388.

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. - *Precambr. Res.*, 14, 333-362.

Bertrand, J.M. et Lasserre, M. (1973) - Age éburnéen de la série de l'Arechchoum (Hoggar central, Sahara algérien). - C.R. Acad. Sc. Paris, 276, 1657-1660.

Bertrand, J.M.L. et Lasserre, M. (1976) - Pan-African and pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. - *Precambr. Res.*, 3, 343-362.

Bertrand, J.M. et Wright, L.I. - Structural evolution of the Pan-African Iforas batholith (Mali) (en prép.).

Bertrand, J.M.L., Boissonnas, J., Caby, R., Gravelle, M. et Lelubre, M. (1966) - Existence d'une discordance dans l'Antécambrien du «Fossé Pharusien» de l'Ahaggar occidental (Sahara central). - *C.R. Acad. Sci.*, 262, 2197-2200.

Bertrand, J.M.L., Caby, R., Lancelot, J.R., Moussine-Pouchkine, A. et Saadallah, A. (1978) - The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (central Sahara, Algeria) : geology, structural development, U-Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield. -*Precambr. Res.*, 7, 349-376.

Bertrand, J.M., Caby, R. et Leblanc, M. (1983) - La zone mobile pan-africaine de l'Afrique de l'Ouest. - *In* : Fabre, J. (ed.), Afrique de l'Ouest, introduction géologique et termes stratigraphiques. Lexique Strat. Int. Pergamon, 35-42.

Bertrand, J.M., Michard, A., Carpéna, J., Boullier, A.M., Dautel, D. et Ploquin, A. (1984a) -Pan-African granitic and related rocks in the Iforas granulites (Mali). Structure, geochemistry and geochronology. - *In* : African Géology (J. Klerkx and J. Michot, eds.), Tervuren, 147-166.

Bertrand, J.M., Dupuy, C., Dostal, J. et Davison, I. (1984b) - Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from central Iforas (Mali, W. Africa). - Precambr. Res., 26, 265-283.

Bertrand, J.M., Michard, A., Dautel, D. et Pillot, M. (1984c) - Ages U/Pb éburnéens et pan-africains au Hoggar central (Algérie). Conséquences géodynamiques. - C.R. Acad. Sci., Paris, D298, 643-646.

Bertrand, J.M., Meriem, D., Lapique, F., Michard, A., Dautel, D. et Gravelle, M. (1986a) -Nouvelles données radiométriques sur l'âge de la tectonique pan-africaine dans le rameau oriental de la chaîne pharusienne (région de Timgaouine, Hoggar, Algérie). - C.R. Acad. Sci., 302, 437-440.

Bertrand, J.M., Michard, A., Boullier, A.M. et Dautel, D. (1986b) - Structure and U-Pb geochronology of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. -*Tectonics*, 5, 955-972.

Bertrand-Sarfati, J. (1972) - Les stromatolites columnaires du Précambrien supérieur du Sahara nord-occidental; inventaire, morphologie et microstructures des laminations; corrélations stratigraphiques. - Publ. CNRS - CRZA, ser. Géol., 14, 284 p.

Bertrand-Sarfati, J. et Moussine-Pouchkine, A. (1978a) - Le groupe d'Achaïkar à l'ouest du Timétrine Mali) : un témoins de l'aire sédimentaire cratonique saharienne au Précambrien supérieur. - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 2, 62-66.

Bertrand-Sarfati, J. et Moussine-Pouchkine, A. (1978b) - Mise en évidence d'une discordance du Groupe de Bandiagara sur les formations sédimentaires du Précambrien supérieur (Gourma, Mali). - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 2, 59-61.

Besser Lt. (1905) - Esquisse géologique des régions de l'Ahnet, du Tanezrouft, de l'Adrar (nord) du Tassili des Ahaggar, du Ahaggar et du Tifidest. - Bull. Com. Afr. Fr., 3, 123-134.

Bessoles, B.(1977) - Géologie de l'Afrique. Le craton ouest-africain. - Mém. BRGM, Paris, 88, 402 pp.

Best, M.G. (1975) - Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calcalkalic rocks. - *Geology*, **3**, 429-432.

Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Gariel, O., Benacef, A., Black, R., Arene, J., Boissonnas, J., Cachau, F., Guerangue, R. et Gravelle, M. (1968) - Une conséquence directe de la structure du bouclier africain : l'ébauche des bassins de l'Ahnet et du Mouydir, au Paléozoïque inférieur. - *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 38, 105.

Beuf, S., Biju-Duval, B., De Charpal, O., Rognon, R. et Bennacef, A. (1971) - Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités; évolution structurale d'un craton. - *Publ. Inst. Fr. Petrole. Coll. Sci. Tech. du Pétrole nº 18. Technip ed, Paris*, 464 p.

Black, R. (1963) - Note sur les complexes annulaires de Tchouni-Zarniski et de Gouré (Niger). - *Bull. BRGM*, 1, 31-45.

Black, R. (1966) - Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. - C.R. Acad. Paris, 262, 1046-1049.

Black, R. (1967) - Sur l'ordonnance des chaînes métamorphiques en Afrique occidentale. - Chron. Mines Rech. Min., 365, 225-238.

Black, R. (1978) - Propos sur le Pan-Africain. - Bull. Soc. Géol. Fr., 20, 843-850.

Black, R. (1980) - Precambrian of West Africa. - Episodes, 4, 3-8.

Black, R. (1984) - The Pan-African event in the geological framework of Africa. - Pangea, 2, 8-16.

Black, R., Jaujou, M. et Pellaton, C. (1967) - Notice explicative de la carte géologique de l'Aïr à l'échelle 1/500.000. - Dir. Mines Géol., Niger.

Black, R., Morton, W.H., Rex, D.C. et Shackleton, R.M. (1972) - Sur la découverte en Afar (Ethiopie) d'un granite hyperalcalin miocène : le massif de Limmo. - C.R. Acad. Sc. Paris, 274, 1453-1456.

Black, R., Ba, H., Bertrand, J.M., Boullier, A.M., Caby, R., Davison, I., Fabre, J., Leblanc, M. et Wright, L.I. (1978) - Outline of the geology of Adrar des Iforas (Republic of Mali). - *Geol. Runds.*, 67, 543-564.

Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J.M.L., Boullier, A.M., Fabre, J. et Lesquer, A. (1979) - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. - Nature, 278, 223-227.

Black, R., Bayer, R. and Lesquer, A. (1980) - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa (a reply to Thomas et al.). - Nature, 284, p. 192.

Black, R., Lameyre, J. et Bonin, B. (1985) - The structural setting of alkaline complexes. - J. Afr. Earth Sci., 3, 5-16.

Blaise, J. (1957) - Une «Série Intermédiaire» au Sahara central : la série de Tiririne (Ahaggar oriental). -In : Les relations entre Précambrien et Cambrien. Coll. Int. CNRS, Paris, 217-222.

Boisse, H. de la (1979) - Pétrologie et géochronologie de roches cristallophyliennes du bassin du Gourma (Mali). Conséquences géodynamiques. - Thèse 3^{eme} cycle, Université de Montpellier.

Boisse, H. de la et Lancelot, J.R. (1977) - A propos de l'événement à 1000 Ma en Afrique occidentale: 1. le «granite de Bourré». - C.R. somm. Soc. Geol. Fr., 223-226.

Boissonnas, J. (1973) - Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central; Algérie). - *Ed. BRGM et Mém. CNRS (CRZA) sér. géol.*, 16, 662 p.

Boissonnas, J., Borsi, S., Ferrara, G., Fabre, J., Fabries, J. et Gravelle, M. (1969) - On the early Cambrian age of two late orogenic granites from West Central Hoggar (Algerian Sahara). - Can. J. Earth Sci., 6, 25-37.

Bonin, B. (1980) - Les complexes acides alcalins continentaux : l'exemple de la Corse. - *Thèse d'Etat*, *Univ. P. et M. Curie, Paris*, 756 p.

Bonin, B. (1982) - Les granites des complexes annulaires. - Bur. Rech. Géol. Min., Manuels et Méthodes, 4.

Bonin, B. et Lameyre, J. (1978) - Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. - Bull. Soc. Géol. Fr., XX, 45-59.

Bonin, B., Grelou-Orsini, C. et Vialette, Y (1978) - Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica) : a K-Li-Rb-Sr study. - *Contr. Mineral. petrol.*, 65, 425-432.

Bottinga, Y. et Javoy, M. (1975) - Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 401-418.

Boullier, A.M. (1982) - Etude structurale du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Mylonites et tectogenèse. - Thèse d'Etat, INPL Nancy, 372 p.

Boullier, A.M. (1986) - Sense of shear and displacement estimates in the Abeibara-Rarhous late Pan-African shear zone (Adrar des Iforas), Mali. - J. Štruct. Geol., 8, 47-58.

Boullier, A.M., Davison, I., Bertrand, J.M. et Coward, M. (1978) - L'unité granulitique des Iforas : une nappe de socle d'âge pan-africain précoce. - Bull. Soc. Géol. Fr., 20, 877-882.

Boullier, A.M., Liégeois, J.-P., Black, R., Fabre, J., Sauvage, M. et Bertrand, J.M. (1986) - Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline granitoids (Adrar des Iforas, Mali). - *Tectonophysics*, **132**, 233-246.

Bowden, P. et Turner, D.C. (1974) - Peralkaline and associated ring-complexes in the Niger-Nigeria Province, West Africa. - *In* : The alkaline rocks (H. Sorensen, ed.), 330-351, J. Wiley, London.

Brevart, O., Dupré, B. et Allègre, C.J. - Lead-lead age of komatiitic lavas and sulfides from Barberton, Munro Township and Cape Smith and the mantle lead growth curve (en prép.).

Bronner, G., Roussel, J. et Trompette, R. (1980) - Genesis and geodynamic evolution of the Taoudenni cratonic basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa. - Dyn. Plate Int., Geodyn. Series, 1, 81-90.

Brown, C.C. (1961) - Space and time in granite plutonism. - Phil. Trans. R. Soc. Lond., A301, 321-336.

Brown, C.G. (1977) - Mantle origin of cordilleran granites. - Nature, 265, 21-24.

Burke, K. et Deway, J.F. (1973) - Orogeny in Africa. - In : Dessauvagie T.F.J. et Whiteman, A.J. (Eds.), African Geology, Ibadan Univ. press., 583-608.

Caby, R. (1968) - Une zone de décrochements à l'échelle de l'Afrique dans le Précambrien de l'Ahaggar occidental. - Bull. Soc. Géol. Fr., 10, 577-587.

Caby, R. (1969) - Une nouvelle interprétation structurale et chronologique des séries à «faciès suggarien» dans l'Ahaggar. - C.R. Acad. Sci. Paris, 268, 1248-1251.

Caby, R. (1970) - La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogenèse du Précambrien supérieur en Afrique. - Thèse d'Etat, Montpellier.

Caby, R. (1973) - Les complexes précambriens du nord de l'Adrar des Iforas : leurs relations chronologiques et structurales et leur place dans la chaîne pan-africaine du Sahara central. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 277, 2301-2304.

Caby, R. (1978) - Paléodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. - *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 857-862.

Caby, R. (1979) - Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Comparaison avec les Alpes occidentales. - *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.*, 21, 365-376.

Caby, R. (1981) - Associations volcaniques et plutoniques prétectoniques de la bordure de la chaîne pan-africaine en Adrar des Iforas (Mali) : un site d'arc-cordillère au Protérozoïque supérieur. - *11th Coll. Afr. Geol. Milton Keynes*, p. 30.

Caby, R. (1982) - Paléogéodynamique comparée et étape de cratonisation du bouclier touareg et du bouclier arabique au Protérozoïque supérieur. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **24**, 843-848.

Caby, R. (1983) - Les molasses pan-africaines en Afrique occidentale. - Coll. «Les bassins sédimentaires en Afrique occidentale», Marseille.

Caby, R. (1985) - Pan-African/Brasilian structures as a model for Proterozoic crustal evolution. - 13th Coll. Afr. Geol., St Andrews, p. 73.

Caby, R. et Andreopoulos-Renaud, U. (1983) - Age à 1800 Ma du magmatisme sub-alcalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne pan-africaine du Sahara central. - *J. Afr. Earth Sci.*, 1, 193-197.

Caby, R. et Andreopoulos-Renaud, U. (1985) - Étude pétrostructurale et géochronologique U/Pb sur zircon d'une métadiorite quartzique de la chaîne pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 899-903.

Caby, R. et Fabre, J. (1981) - Late Proterozoic to early Palaeozoic mixtites, tillites and associated glaciogenic sediments in the Série Pourprée of western Hoggar, Algeria. - *In* : Harland W.B et Hambrey M.J. (Eds) Earth's pre-Pleistocene glacial record, edit. Cambridge Univ. Press 38, 140-145.

Caby, R. et Moussine-Pouchkine, A. (1978) - Le horst birrimien de Bourré (Gourma oriental, République du Mali) : nature et comportement au cours de l'orogenèse pan-africaine. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 287, D, 5-8.

Caby, R. et Moussu, H. (1967) - Une grande série détritique du Sahara : stratigraphie, paléogéographique et évolution structurale de la Série Pourprée dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Algérie). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 9, 876-882.

Caby, R., Dostal, J. et Dupuy, C. (1977) - Upper Proterozoic volcanic graywackes from northwestern Hoggar (Algérie) - Geology and geochemistry. - *Precambr. Res.*, 5, 283-297.

Caby, R., Bertrand, J.M. et Black, R. (1981) - Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. - *In* : Precambrian Plate Tectonics (ed. A. Kröner), Elsevier, Amsterdam, 407-434.

Caby, R., Andreopoulos, U. et Gravelle, M. (1982) - Cadre géologique et géochronologique U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24, 677-684.

Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., et Lancelot, J.R. (1985) - Les phases tardives de l'orogenèse pan-africaine dans l'Adrar des Iforas oriental (Mali) : lithostratigraphie des formations molassiques et géochronologie U/Pb sur zircon de deux massifs intrusifs. - *Precambr. Res.*, 28, 187-199.

Caby, R., Liégeois, J.-P., Dostal, C., Dupuy, C. et Andreopoulos-Renaud, U. (1986) - The Tilemsi magmatic are and the Pan-African suture zone in Northern Mali. - Int. Field Conf. on Proterozoic Geology and Geochemistry, Colorado, USA, p. 88.

Cahen, L., Delhal, J. et Ledent, D. (1976) - Chronologie de l'orogenèse ouest-congolienne (panafricaine) 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.

Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J. et Vail, J.R. (1984) - The geochronology and evolution of Africa. - Clarendon Press, Oxford, 512 p.

Camil, J., Tempier, P. et Caen-Vachette, M. (1984) - Schéma pétrographique, structural et chronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire). Leur rôle dans la cratonisation de l'Ouest africain. - *In* : Géologie Africaine-African Geology (J. Klerkx et J. Michot, eds), Tervuren, 1-11.

Cann, J.R. (1970) - Upward movement of granite magma.- Geol. Mag., 107, 335-340.

Champenois, M., Boullier, A.M., Sautter, V., Wright, L.I. et Barbey, P. (1987) - Tectonometamorphic evolution of the gneissic Kidal Assemblage related to the Pan-African thrust tectonics (Adrar des Iforas, Mali). - J. Afr. Earth Sci., 6, 19-28.

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 d'Etat USTL Montpellier*, 195 p.

Chikhaoui, M., Dupuy, C. et Dostal, J. (1978) - Geochemistry of late Proterozoic volcanic rocks from Tassendjanet area (NW Hoggar, Algeria). - Contr. Min. Petrol., 66, 157-164.

Chikhaoui, M., Dupuy, C. et Dostal, J. (1980) - Geochemistry and petrogenesis of late Proterozoic volcanic rocks from northwestern Africa. - *Contr. Min. Petrol.*, **73**, 375-388.

Church, S.E. et Tatsumoto, M. (1975) - Lead isotope relations in oceanic ridge basalts from the Juan de Fuca-Gorda ridge area, N.E. Pacific. - *Contr. Mineral. Petrol.*, **53**, 253-279.

Cioni, R., Clocchiatti, R., Di Paola, G., Santacroce, R. et Tonarini, S. (1982) - Miocene calcalkaline heritage in the Pliocene post-collisional volcanism of Monte Arci (Sardinia, Italy). - J. Volcanol. Geotherm. Res., 14, 133-167.

Clauer, N. (1976) - Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. - *Mém. Sci. Géol., Strasbourg, France*, **45**, 256 p.

Clauer, N., Caby, R., Jeannette, D. et Trompette, R. (1982) - Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West craton. - Precambr. Res., 18, 53-72.

Colley, H. et Warden, A.J. (1974) - Petrology of the New Hebrides. - Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1635-1646.

Cortier Lt. (1908) - L'Adrar des Iforas. - La Géographie, 17, 265-280, Paris, 1 carte au 1/750.000.

Cortier Lt. (1912) - Adrar des Ifoghas. - 2 cartes au 1/500.000, Serv. Géogr. Min. Col.

Craig, H. (1961) - Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen - 18 in natural waters. - Sciences, 133, 1833-1834.

Criss, R.E. et Taylor, H.P. Jr. (1983) - An 180/160 and D/H study of Tertiary hydrothermal systems in the southern half of the Idaho batholith. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 640-663.

Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. et Palmer, K.F. (1974) - Fossil marginal basin in the southern Andes. - Nature, 250, 291-294.

Dalziel, I.W.D., Dott, R.H. Jr., Win, R.D. Jr. et Bruhn, R.L. (1975) - Tectonic relations of South Georgia Island to the southernmost Andes. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1034-1040.

Davison, I. (1980) - A tectonic, petrographical and geochronological study of a Pan-African belt in the Adrar des Iforas and Gourma (Mali). - *Ph. D. thesis Leeds and Montpellier*, 337 p.

Deer, W.A., Howie, R.A. et Zussman, J. (1962) - Rock-forming minerals. - 5 vol., Longman.

Delhal, J., Ledent, D., Pasteels, P. et Veniers, J. (1976) - Etude du comportement isotopique des systèmes Rb-Sr et U-Pb dans le granite alcalin de Noqui (République Démocratique du Congo et Angola). - Ann. Soc. Géol. Belg., 94, 223-236.

DeLong, S.E., Hodges, F.N. et Arculus, R.J. (1975) - Ultramafic and mafic inclusions, Kanaga island, Alaska, and the occurrence of alkaline rocks in island arcs. - J. Geol., 83, 721-736.

Denaeyer, M.E. (1923a) - Sur les roches recueillies par MM. Chudeau et Villatte dans le Sahara Central. - C.R. Acad. Sci. Paris, 176, 1073-1075.

Denaeyer, M.E. (1923b) - Les roches de l'Adrar des Iforas et de l'Ahaggar. - C.R. Acad. Sci., 176, 1161-1164.

Denaeyer, M.E. (1933) - La composition chimico-minéralogique d'une ariégite de l'Adrar des Iforas. -C.R. Congr. A.F.A.S., Bruxelles 1932, 215-216.

DePaolo, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallisation. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 189-202.

DePaolo, **D.J.** (1981) - Nd isotopic studies : some new perspectives on Earth structure and evolution. - EOS, **62**, 137-140.

DePaolo, **D.J.** (1983) - The mean life of continents : estimates of continent recycling rates from Nd and Hf isotopic data and implications for mantle structure. - *Geophys. Res. Lett.*, 10, 705-708.

DePaolo, **D.J. et Johnson**, **R.W.** (1979) - Magma genesis in the New Britain island arc : constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 70, 367-379.

DePaolo, D.J. et Wasserburg, G.J. (1976) - Nd isotopic variations and petrogenetic models. - Geophys. Res. Lett., 3, 249-252.

DePaolo, D.J. et Wasserburg, G.J. (1979) - Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627.

Déruelle, B. (1982) - Petrology of the plio-quaternary volcanism of the south-central and meridional Andes. - J. Volcanol. Geotherm. Res., 14, 77-124.

Dewey, J.F. et Bird, J.M. (1970) - Mountain belts and the new global tectonics. - J. Geophys. Res., 75, 2625-2647.

Deynoux, M. (1983) - Les formations de plate-forme d'âge Précambrien supérieur et Paléozoïque dans l'ouest africain, corrélations avec les zones mobiles. - *In* : Fabre, J. (ed.), Afrique de l'Ouest, introduction géologique et termes statigraphiques. Lexique Strat. Int., Pergamon, 46-74.

Dickinson, W.R. (1975) - Potash-depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs. - Geology, 1, 53-56.

Didier, J., Duthou, J.L. et Lameyre, J. (1982) - Mantle and crustal granites : genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. - J. Volcanol. Geotherm. Res., 14, 125-132.

Dixon, T.H. et Batiza, R. (1979) - Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianas: implications for the origin of island arc basalts. - *Contr. Mineral Petrol.*, 70, 167-181.

Doe, B.R. et Zartman, R.E. (1979) - Plumbotectonics, the Phanerozoic. - In : Geochemistry of hydrothermal ore deposits (ed. H.L. Barns), 22-70, Wiley Interscience Publ., New-York-Brisbane-Toronto.

Donzeau, M., Fabre, J. et Moussine-Pouchkine, A. (1982) - Comportement de la dalle saharienne et orogenèse varisque. Essai d'interprétation. - Bull. soc. Hist. Nat., Afr. Nord., 69, 137-172.

Dostal, J., Caby, R. et Dupuy, C. (1979) - Alkaline gneisses from western Hoggar (Algeria). Geology and geochemistry. - *Precambr. Res.*, 10, 1-20.

Dostal, J., Dupuy, C. et Leyreloup, A. (1980) - Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in neogene volcanic rocks of the Massif Central, France - implications for the lower crust. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50, 31-40.

Ducrot, J., de la Boisse, H., Renaud, U. et Lancelot, J.R. (1979) - Synthèse géochronologique de la succession des événements pan-africains au Maroc, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Est Hoggar. - 10th Coll. Afr. Geol., 40-41.

Dupré, B. et Allègre, C.J. (1980) - Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle. - Nature, 286, 17-22.

Dupré, B. et Allègre, C.J. (1983) - Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean Basalts and mixing phenomena. - Nature, 302, 142-146.

Dupuy, C., Dostal, J. et Vernières, J. (1978) - Genesis of volcanic rocks related to subduction zones, geochemical point of view. - Bull. Soc. Geol. Fr., 19, 1233-1244.

Dupuy, C., Leyreloup, A. et Vernières, J. (1979) - The lower continental crust of the Massif Central (Bournac, France) - With special references to REE, U, Th composition, evolution, heat-flow production. - *In* : Origin and distribution of the elements (L.H. Ahrens, ed.), 401-415.

Dupuy, C., Liégeois, J.-P. et Caby, R. (1987) - A late Proterozoic island arc in northern Mali (en prép.).

Duyverman, H.J., Harris, N.B.W. et Hawkesworth, C.J. (1982) - Crustal accretion in the Pan-African : Nd and Sr isotope evidence from the Arabian shield. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 313-326.

Ewart, A. (1979) - A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. - *In* : Trondhjemites, dacites and related rocks (ed. F. Barker), 13-122, Elsevier.

Ewart, A. (1982) - The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks : with special reference to the andesite-basalt compositional range. - *In* : Andesites (ed. R.S. Thorpe), 25-98, J. Wiley, London.

Fabre, J. (1970) - Le Paléozoïque terminal à faciès grès rouge au Sahara central et occidental. - C.R. 6e Congrès Int. Strat. Géol. Carbonif., Sbeffield 1967, 2, 737-744.

Fabre, J. (1976) - Introduction à la géologie du Sahara algérien. I. La couverture phanérozoïque. - S.N.E.D., Alger., 422 p.

Fabre, J. (1982) - Pan-African volcano-sedimentary formations in the Adrar des Iforas, - *Precambr. Res.*, 19, 201-214.

Fabre, J., Freulon, J.M. et Moussu, H. (1962) - Présence d'une tillite dans la partie inférieure de la Série Pourprée (nord-ouest de l'Ahaggar, Sahara central). - C.R. Acad. Sci., 255, 1965-1968.

Fabre, J., Ba, H., Black, R., Leblanc, M. et Lesquer, A. (1982) - Notice explicative de la carte géologique de l'Adrar des Iforas. - Dir. Nat. Géol. Mines, Bamako.

Faure, H. (1985) - Aspects généraux du Tertiaire et du Quaternaire de l'Afrique. - CIFEG, Paris.

Ferrara, G. et Gravelle, M. (1966) - Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the West African craton. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 319-324.

Fisher, D.E. (1985) - Noble gases from oceanic island basalts do not require an undepleted mantle source. - *Nature*, **316**, 716-718.

Fitton, J.G. et Dunlop, H.M. (1985) - The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 72, 23-38.

Fontes, J.C. et Gonfiantini, R. (1967) - Fractionnement isotopique de l'hydrogène dans l'eau de cristallisation du gypse. - C.R. Acad. Sci. Paris, 265, 4-6.

Fourcade, S. et Javoy, M. (1973) - Rapport 180/160 dans les roches du vieux socle catazonal d'In Ouzzal (Sahara algérien).- Contr. Mineral. Petrol., 42, 235-244.

Fourcade, S. et Javoy, M. (1985) - Preliminary investigations of 180/160 and D/H compositions in rhyo-ignimbrites in the In Hihaou (In Zize) magmatic center, central Ahaggar, Algeria. - Contr. Mineral. Petrol., 89, 285-295.

Francis, P.W., Moorbath, S. et Thorpe, R.S. (1977) - Strontium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 197-202.

Gadalia, A. et Varet, J. (1983) - Les rhyolites miocènes de l'Afar. - Bull. Soc. Géol. Fr., 15, 139-153.

Garlick, G.D. (1966) - Oxygen isotope fractionation in igneous rocks. - Earth Planet. Sci. Lett., 1, 361-368.

Gill, J.B. (1978) - Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 709-724.

Gill, J.B. (1981) - Orogenic andesites and plate tectonics. - *Minerals and Rocks*, 16, Berlin-Heidelberg-New-York Springer Verlag, 385 p.

Gill, J.B. (1984) - Sr-Pb-Nd isotopic evidence that both MORB and OIB source contribute to oceanic island arc magmas in Fiji. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 443-458.

Giret, A. (1983) - Le plutonisme intraplaque. Exemple des îles Kerguelen. - C.N.F.R.A., 54, 300 p.

Girod, M. (1971) - Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). - Mém. CRZA, sér. Géol., ed. CNRS, Paris, 12, 155 p.

Golstein, S.L., O'Nions, R.K. et Hamilton, P.J. (1984) - A Sr-Nd isotopic study of atmospheric dots and particulates from major river systems. - *Earth Planet. Sci. lett.*, 70, 221-236.

Göpel, C., Allègre, C.J. et Xu, R.-H. (1984) - Lead isotopic study of the Xigaze ophiolite (Tibet) : the problem of the relationship between magmatites (gabbros, dolerites, lavas) and tectonites (harzburgites). - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **69**, 301-310.

Grant, N.K. (1971) - South Atlantic, Benue through and Gulf of Guinea triple junction. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 2295-2298.

Gravelle, M. (1969) - Recherche sur la géologie du soclé précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine. - *Thèse d'Etat, Paris.*

Gravelle, M. et Lelubre, M. (1957) - Découverte de stromatolites du groupe des Conophyton dans le Pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 435.

Green, D.H. (1973) - Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water under-saturated conditions. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 37-53.

Greenwood, W.R., Anderson, R.E., Fleck, R.J. et Schmidt, D.L. (1976) - Late Proterozoic cratonization in southwestern Saudi Arabia. - *Phil. Trans. R. Soc. London*, A280, 517 p.

Gribble, C.D. et O'Hara, M.J. (1967) - Interaction of basic magma with pelitic materials. - *Nature*, 214, 1198-1201.

Guiraud, R., Issawi, B. et Bellion, Y. (1985) - Les linéaments guinéo-nubiens : un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. - C.R. Acad. Sci. Paris, 300, série 2, 17-20.

Haardt, G.M. et Audoin-Dubreuil, L. (1923) - La première traversée du Sahara en automobile. -*Plon. Paris*, 309 p.

Hamelin, B., Dupré, B. et Allègre, C.J. (1986) - Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian Ocean ridges : new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 288-298.

Harris, N.B.W. (1981) - The role of fluorine and chlorine in the petrogenesis of a peralkaline complex from Saudi Arabia. - *Chem. Geol.*, **31**, 303-310.

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.

Harris, N.B.W. (1985) - Alkaline complexes from the Arabian shield. - J. Afr. Earth Sci., 3, 83-88.

Harris, N.B.W. et Gass, I.G. (1981) - Significance of contrasting magmatism on North East Africa and Saudi Arabia. - *Nature*, 289, 395-396.

Harris, N.B.W. et Marriner, G.F. (1980) - Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. - Lithos, 13, 325-337.

Harris, P.G. (1957) - Zone refining and the origin of potassic basalts. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 195-208.

Harrison, W.J. et Wood, B.J. (1980) - An experimental investigation of the partitioning of REE between garnet and liquid with reference to the role of defect equilibria. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**, 145-155.

Hart, S.R. (1984) - A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. - *Nature*, 309, 753-757.

Hawkesworth, C. J. (1979) - ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and trace element characteristics of magmas along destructive margins. - *In* : Origin of Granite Batholith : Geochemical Evidence (M.P. Atherton and J. Tarney, eds), Shiva Publishing, Orpington, 76-89.

Hawkesworth, C.J. (1982) - Isotopic characteristics of magmas erupted along destructive plate margins. - In : Andesites (R.S. Thorpe, ed.), J. Wiley & Sons, New-York, 549-571.

Hawkesworth, C.J. et van Calsteren, P.W.C. (1984) - Radiogenic isotopes - some geological applications. - In : Rare Earth element geochemistry (P. Henderson, ed), Elsevier, Amsterdam, 375-422.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., Hamilton, P.J. et Evensen, N.M. (1977) - A geochemical study of island-arc and back-arc tholeiites from the Scotia sea. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 253-262.

Hawkesworth, C.J., Norry, M.J., Roddick, J.C., Baker, P.E., Francis, P.W. et Thorpe, R.S. (1979a) - ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and incompatible elements variations in cale-alkaline andesites and plateau lavas from South America. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 45-57.

Hawkesworth, C.J., O'Nions, R.K. et Arculus, R.J. (1979b) - Nd- and Sr-isotope geochemistry of island arc volcanics, Grenada, Lesser Antilles. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **45**, 237-248.

Hawkesworth, C.J., Hammill, M., Gledhill, A.R., van Calsteren, P. et Rogers, G. (1982) -Isotope and trace element evidence for late-stage intracrustal melting in the high Andes. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 240-254.

Henderson, P. (1984) - General geochemical properties and abundance of the Rare Earth elements. - *In* : Rare Earth element geochemistry (P. Henderson, ed.), Elsevier, Amsterdam, 1-32.

Hofmann, A.W. et White, W.M. (1982) - Mantle plumes from ancient oceanic crust. - Earth Planet. Sci. Lett., 57, 415-421.

Houseman, G.A., McKenzie, D.P. et Molnar, P. (1981) - Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. - J. Geophys. Res., 86, 6115-6132.

Humphries, F.J. et Cliff, R.A. (1982) - Sm-Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland. - Nature, 295, 515-517.

Humphris, S.E. (1984) - The mobility of the Rare Earth elements in the crust. - In : Rare Earth element geochemistry (P. Henderson, ed.), Elsevier, Amsterdam, 317-342.

Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquaré, G. et Villari, L. (1982) - Anatolia and northwestern Iran. - In : Andesites (R.S. Thorpe, ed.), J. Wiley & Sons, New-York, 327-352.

Irving, A.J. (1978) - A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. - Geochim. Cosmochim. Acta..42, 743-770.

Irving, E. (1977) - Drift of the major continental blocks since the Devonian. - Nature, 270, 304-309.

Jacobson, R.R.E., MacLeod, W.N. et Black, R. (1958) - Ring-complexes in the younger granite province of northern Nigeria. - Mém. Geol. Soc. Lond. 1, 1-72.

James, D.E. (1971) - Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. - *Bull. Soc. Geol. Am.*, **82**, 3325-3346.

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Ramos, V.A. et Allmendinger, R.W. (1983) - Mountain building in the Central Andes. - *Episodes*, 3, 20-26.

Karpoff, R. (1960) - La géologie de l'Adrar des Iforas. - Thèse Paris, 1958, Publ. Bur. Rech. Géol. Min., Dakar 30, 1-273.

Kay, R.W. (1985) - Island arc processus relevant to crustal and mantle evolution. - *Tectonophysics*; **112**, 1-16.

Kennedy, W.Q. (1964) - The structural differentiation of Africa in the Pan-African (about 500 m.y.), tectonic episode. - Ann. Rep. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds, 8, 48 p.

Kennedy, W.Q. (1965) - The influence of basement structure on the evolution of the coastal (Mesozoic and Tertiary) basins of Africa. - *In* : Salt basins around Africa, Elsevier, New-York, 7, 7-16.

Kilian, C. (1931) - Des principaux complexes continentaux du Sahara. - C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 9, 109-111.

Kilian, C. (1932) - Sur les conglomérats précambriens du Sahara central, le Pharusien et le Suggarien. -C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 7, 87 p.

Kinnaird, J.A., Bowden, P., Ixer, R.A. et Odling, N.W.A. (1985) - Mineralogy, geochemistry and mineralization of the Ririwai complex, northern Nigeria. - J. Afr. Earth Sci., 3, 185-222.

Klerkx, J. (1979) - Evolution tectono-métamorphique du socle précambrien de la région d'Uweinat (Libye). - *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **21**, 319-324.

Klerkx, J. et Deutsch, S. (1977) - Résultats préliminaires obtenus par la méthode Rb-Sr sur l'âge des formations précambriennes de la région d'Uweinat (Lybie). - Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. ann. 1976, 83-94.

Klerkx, J., Deutsch, S., Pichler, H. et Zeil W. (1977) - Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. - J. Volcanol. Geothermal. Res., 2, 49-71.

Kurz, M.D. (1986) - Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rocks. - Nature, 320, 435-439.

Lameyre, J., Marot, A., Zimine, S. Cantagrel, J.M., Dosso, L. et Vidal, P. (1976) - Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite-granite ring-complex. - Nature, 263, 306-307.

Lameyre, J., Black, R., Bonin, B. et Giret, A. (1984) - Les provinces alcalines de l'Est américain et de l'Ouest africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique du magmatisme intraplaque et des processus associés. - *Bull. Soc. géol. Nord Fr.*, 103, 101-114.

Lameyre, J., Black, R., Bonin, B. et Giret, A. (1985) - Dynamique lithosphérique et genèse des magmas mantellique. - C.R. Acad. Sci. Paris, 300, 21-26.

Lancelot, J.R., Vitrac, A. et Allègre, C.J. (1973) - Datation U/Th/Pb des zircons grain par grain, par dilution isotopique. Conséquences géologiques. - C.R. Acad. Sci. Paris, 277, 2117-2120.

Lancelot, J.R., Vitrac, A. et Allègre, C.J. (1976) - Uranium and lead isotopic dating with grain by grain zircon analysis : a study of complex geological history with a single rock. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 357-366.

Lancelot, J.R., Boullier, A.M., Maluski, H. et Ducrot, J. (1983) - Deformation and related radiochronology in a late Pan-African mylonite bearing shear zone, Adrar des Iforas, Mali. - Contr. Min. Petrol., 82, 312-326.

Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N. et Hart, S.R. (1978) - A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. -*Earth Planet. Sci. lett.*, 37, 380-392.

Lapique, F., Meriem, D. et Bertrand, J.M. (1985) - Transition between strike-slip fault and thrust in the Timgaouine area (Western Hoggar, Algeria). - 13th Coll. Afr. Geol., St. Andrews, 81.

Latouche, L. (1972) - Nouvelles données sur le Précambrien de la région des Gours Oumelalen (nordest de l'Ahaggar, Algérie). - C.R. Acad. Sci., Paris, 275, 811-814.

Latouche, L. (1978) - Etude pétrographique et structurale du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (nord-est de l'Ahaggar, Algérie). - *Thèse d'Etat, Paris, VI*, 255 p.

Latouche, L. et Vidal, P. (1974) - Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de remobilisation du strontium radiogénique. -*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 14, 195-203.

Le Bel, L. et Laval, M. (1984) - Felsic plutonism in the Al Amer-Idsas area, Kingdom of Saudi Arabia. - Granite Bull., DGM, Saudi Arabia.

Leblanc, M. (1976) - Témoins d'ophiolites sur le bord oriental du craton ouest-africain (Adrar des Iforas, Mali). - 4e R.A.S.T., Paris, 1976, p. 256.

Lelubre, M. (1952) - Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). -Bull. Serv. Géol. Algérie, 2e série, 22.

Lesquer, A. et Moussine-Pouchkine, A. (1980) - Les anomalies gravimétriques de la boucle du Niger. Leur signification dans le cadre de l'orogenèse pan-africaine. - *Can. J. Earth Sci.*, 17, 1538-1545.

Lesquer, A. et Louis, P. (1982) - Anomalies gravimétriques et collision continentale au Précambrien. -Geoexploration, 20, 275-293. Lesquer, A., Beltrao, J.F. et De Abreu, F.A.M. (1984) - Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa : a plate tectonic model based on gravity data. - *Tectonophysics*, 110, 9-26.

Leterrier, J. et Bertrand, J.M. (1986) - Pre-tectonic theoliitic volcanism and related transitional plutonism in the Kidal Assemblage (Iforas Pan-African belt, Mali). - J. Afr. Earth Sci., 5, 607-615.

Liégeois, J.-P. et Black, R. (1984) - Pétrographie et géochronologie Rb-Sr de la transition calcoalcalin - alcalin fini-pan-africaine dans l'Adrar des Iforas (Mali) : accrétion crustale au Précambrien supérieur. - *In* : African Geology-Géologie Africaine (J. Klerkx and J. Michot, eds), Tervuren, 115-146.

Liégeois, J.-P., Bertrand, H., Black, R., Caby, R. et Fabre, J. (1983) - Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African craton. - *Nature*, 305, 42-43.

Liégeois, J.-P., Black, R., Franconi, A. et Zeinelabadin, M. (1985) - Pan-African magmatism in the Damagaram region (Southern Niger) : preliminary results. - 13th Coll. Afr. Geol., St. Andrews, 121-122.

Liégeois, J.-P., Bertrand, J.M. et Black, R. (1987) - The subduction - and collision - related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali) : a review. - *Geological Journal*, 22, and *In* : African Geology Reviews (J. Kinnaird and P. Bowden, ed.) (sous presse).

Liew, T.C. et McCulloch, M.T. (1985) - Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution : evidence from a Nd-Sr isotopic and U-Pb zircon study. -*Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 587-600.

Long, P.E. (1978) - Experimental determination of partition coefficient for Rb, Sr and Ba between alkali feldspar and silicate liquid. - *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42, 833-846.

Loughnan, F.C. (1969) - Chemical weathering of the silicate minerals. - Elsevier, New-York, 285 p.

Ludwig, L. et Silver, L.T. (1977) - Lead-isotope inhomogeneity in Precambrian igneous K-feldspars. - Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1457-1471.

Ly, S., Lesquer, A., Ba, H. et Black, R. (1984) - Structure profonde du batholite occidental de l'Adrar des Iforas (Mali) : une synthèse des données gravimétriques et géologiques. - *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **25**, 33-44.

Lynn, H.B., Hale, L.D. et Thompson, G.A. (1981) - Seismic reflections from the basal contacts of batholiths. - J. Geophys. Res., 86, 10633-10638.

McKenzie, D. (1985) - The extraction of magma from the crust and the mantle. - Earth Planet. Sci. Lett., 74, 81-91.

McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K. (1983) - Mantle reservoirs and ocean island basalts. - *Nature*, 301, 229-231.

Meijer, A. (1976) - Pb and Sr isotopic data bearing on the origin of volcanic rocks from the Mariana island arc system. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1358-1369.

Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. et Albarède, F. (1985) - Nd isotopes in French Phanerozoic shales : external vs internal aspects of crustal evolution. - Geochim. Cosmochim Acta, 49, 601-610.

Mineyev, D.A. (1963) - Geochemical differenciation of the rare-earths. - *Geochemistry (USSR)*, 12, 1129-1149.

Miyashiro, A. (1974) - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. - Am. J. Sci., 274, 321-355.

Molnar, P. et Tapponnier, P. (1975) - Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision.-Science, 189, 419-426. Monod, T. (1935) - Remarques sur la structure du Sahara sud-occidental. - Bull. Soc. Géol. Fr., 5, 513-518.

Moorbath, S., Welke, H. et Gale, N.H. (1969) - The significance of lead isotope studies in ancient high-grade metamorphic basement complex as exemplified by the Lewisian rocks of northwest Scotland. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 245-256.

Morel, P. (1981) - Palaeomagnetism of a Pan-African diorite : a late Precambrian pole for western Africa. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 65, 493-503.

Morel, P. et Irving, E. (1978) - Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. - J. Geol., 86, 535-561.

Morgan, W.J. (1972) - Plate motions and deep mantle convection. - Mem. Geol. Soc. Am., 132, 7-22.

Moussine-Pouchkine, A. and Bertrand-Sarfati, J. (1978) - Le Gourma : un aulacogène du Précambrien supérieur ? - Bull. Soc. Géol. Fr., 20, 851-857.

Nakamura, E., Campbell, I.H. and Sun, S.S. (1985) - The influence of subduction processes on the geochemistry of Japanese alkaline basalts. - *Nature*, **316**, 55-58.

O'Halloran, D.A. (1985) - Ras Ed Dom migrating ring-complexe : A-type granites and syenites from the Bayuda Desert, Sudan. - J. Afr. Earth Sci., 3, 61-76.

O'Nions, R.K., Carter, S.R., Cohen, R.S. Evensen, N.M. et Hamilton, P.J. (1978) - Pb, Nd and Sr isotopes in oceanic ferromanganese deposits and ocean floor basalts. - *Nature*, 273, 435-438.

Palacz, Z.A. (1985) - Sr-Nd-Pb isotopic evidence for crustal contamination in the Rhum intrusion. -Earth Planet. Sci. Lett., 74, 35-44.

Peacock, M.A. (1931) - Classification of igneous rocks. - J. Geol., 39, 56-67.

Pearce, J.A. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. - *In* : Andesites (J.S. Thorpe, ed.), J. Wiley & Sons, New-York, 525-548.

Pearce, J.A. (1983) - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. - *In* : Continental basalts and mantle xenoliths (C.J. Hawkesworth & M.J. Norry, eds.), Shiva Publ., Nautwich, 230-249.

Pearce, J.A. et Norry, M.J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. - Contr. Mineral. Petrol., 69, 33-47.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. et Tindle, A.C. (1985) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - J. Petrol., 25, 956-983.

Pearce, J.A., Albaster, T., Shelton, A.W. et Searle, M.P. (1981) - The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complexe ; evidence and implications. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300, 299-317.

Peccerillo, A. et Taylor, S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.

Petterson, M.G et Windley, B.F. (1985) - Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-Himalay a of north Pakistan, and tectonic implications. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, 45-57.

Picciotto, E., Ledent, D. et Lay, C. (1965) - Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar (Sahara central). - Actes 151e Coll. Int. CNRS; Géochron., Paris, 277-289.

Pitcher, W.S. (1978) - The anatomy of a batholith. - J. Geol. Soc. Lond., 135, 157-182.

Provost, A., et Allègre, C.J. (1979) - Process identification and search for optimal differentiation parameters from major element data. General presentation with emphasis on the fractional crystallisation process. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 487-501.

Radier, H. (1957) - Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.). I. Le Précambrien saharien du sud de l'Adrar des Iforas. - *Thèse Strasbourg, Bull. Serv. Geol. et Prosp. Min. A.O.F.*, **26**, 1331 p.

Rahaman, M.A., Van Breemen, O., Bowden, P. et Bennett, J.N. (1984) - Age migration of anorogenic ring complexes in Northern Nigeria. - J. Geol., 92, 173-184.

Raulais, M. (1959) - Esquisse géologique sur le massif cristallin de l'Aïr (Niger). - Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 207-223.

Reichelt, R. (1972) - Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un «seuil» et un bassin du Précambriem supérieur. Stratigraphie, tectonique, metamorphisme. - Mém. Bur. rech. géol. min., 53, 213 p.

Ringwood, A.E. (1985) - Mantle dynamics and basalt petrogenesis. - Tectonophysics, 112, 17-34.

Ringwood, A.E. (1986) - Dynamic of subducted lithosphere and implications for basalt petrogenesis.-*Terra Cognita*, **6**, 67-77.

Riou, R., Dupuy, C. and Dostal, J. (1981) - Geochemistry of coexisting alkaline and calc-alkaline volcanic rocks from northern Azerbaijan (N.W. Iran). - J. Volcanol. Geotherm. Res., 11, 253-275.

Rognon, P. (1967) - Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. - *Mém. CRZA, sér. géol.*, 9, Edit. CNRS, Paris, 560 p.

Rosholt, N.N., Zartman, R.E. et Nkomo, I.T. (1973) - Lead isotope systematics and uranium depletion in the Granite moutains, Wyoming. - Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 989-1002.

Saunders, A.D. et Tarney, J. (1979) - The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 555-572.

Saunders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R., et Dalziel, I.W.D. (1979) - Geochemistry of Mesozoic marginal floor igneous rocks from southern Chile. - Geol. Soc. Am. bull., 90, 237-258.

Saunders, A.D., Tarney, J. et Weaver, S.D. (1980) - Transverse geochemical variations across the Antarctic peninsula : implications for the genesis of calc-alkaline magmas. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 344-360.

Sauvage, J.F. et Savard, R. (1985) - Les complexes alcalins sous-saturés à carbonatites de la région d'In Imanal (Sahara malien) : une présentation. - J. Afr. Earth Sci., 3, 143-149.

Schilling, J.C. (1973) - Iceland mantle plume : geochemical study of the Reykjanes ridge : Sr isotopic geochemistry. - *Nature*, **246**, 104-107.

Shaw, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. - Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 573-601.

Shieh, Y.N. et Schwarz, H.P. (1974) - Oxygen isotope studies of granite and migmatite, Grenville Province of Ontario, Canada. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 21-45.

Sighinolfi, G.P. (1971) - Investigations into deep crustal levels : fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 1005-1021.

Smith, A.G., Hurley, A.M. et Bridan, J.C. (1981) - Phanerozoic palaeocontinental world maps. -Cambridge University Press, Cambridge, 102 p.

Smith, I.E. et Compston, W. (1982) - Strontium isotopes in Cenozoic volcanic rocks from southeastern Papua New Guinea. - Lithos, 15, 199-206.

Sougy, J. (1956) - Nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Sahara occidental). - Bull. Soc. Géol. Fr., 6, 99-113.

Sougy, J. (1969) - Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque, Afrique de l'Ouest. - *Bull. Soc. Soc. Géol. Fr.*, 11, 133-149.

Stern, R.J. et Bibee, L.D. (1984) - Esmeralda Bank : geochemistry of an active submarine volcano in the Mariana island arc. - Contr. Mineral. Petrol., 86, 159-169.

Sun, S.S. (1980) - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and arcs. - *Phil. Trans. R. Soc.*, A297, 409-446.

Tarney, J., Wood, D.A., Saunders, A.D., Cann, J.R. et Varet, J. (1980) - Nature of mantle heterogeneity in the North Atlantic : evidence from deep sea drilling. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A297, 179-202.

Tatsumoto, M. (1978) - Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. - Earth Planet. Sci. Lett., 38, 63-87.

Taylor, H.P. (1968) - The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. - Contr. Min. Petrol., 19, 1-71.

Taylor, S.R. (1967) - The origin and growth of continents. - Tectonophysics, 4, 17.

Taylor, S.R. (1977) - Island arc models and the composition of the continental crust. - *In* : Deep sea trenches and back-arc basins (M. Talwani and W.C. Pitman, eds.), M. Ewing Series n°1, Am. Geophys. Un., Washington, 325-335.

Taylor, S.R., Capp, A.C., Graham, A.L. et Blake, D.H. (1969) - Trace element abundances in andesites, II Saïpan, Bougainville and Fiji. - Contr. Mineral. Petrol., 23, 1-26.

Thompson, R.N. (1985) - Asthenospheric source of Ugandan ultrapotassic magma?. - J. Geol., 93, 603-608.

Thompson, R.N., Dickin, A.P., Gibson, I.L. and Morrison, M.A. (1982) - Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hebriden Palaeocene mantle-derived magmas by Archaean sial. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 159-168.

Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. et Parry, S.J. (1984) - An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis : an elemental approach. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 549-590.

Thorpe, R.S. et Francis, P.W. (1979) - Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes. - *In* : Origin of granite batholiths : geochemical evidence (M.P. Atherton and J. Tarney, eds.), Shiva, 65-75.

Thorpe, R.S., Potts, P.J. et Francis, P.W. (1976) - Rare earth data and petrogenesis of andesite from the north Chilean Andes. - Contr. Min. Petrol., 54, 65-78.

Thorpe, R.S., Francis, P.W. et Moorbath, S. (1979) - Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of North Chilean ignimbrites. - Earth Planet. Sci. Lett., 42, 359-367.

Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammill, M. et Baker, M.C. (1982) - The Andes. - *In*: Andesite (R.S. Thorpe, ed.), J. Wiley & Sons, New-York, 187-206.

Tilton, C.R. (1983) - Evolution of depleted mantle : the lead perspective. - Geochim. Cosmochim. Acta., 47, 1191-1197.

Trompette, R. (1973) - Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton, étude stratigraphique et sédimentologique. - *Trav. Lab. Sci. Terre St. Jérôme, Marseille, France B7*, 702 p. **Trompette**, **R.** (1983) - Le bassin des Voltas. - *In* : Fabre (Ed.), Afrique de l'Ouest, introduction géologique et termes stratigraphiques, Lexique Strat. Int., Pergamon, 75-79.

Turcotte, D.L. (1981) - Some thermal problem associated with magma migration. - J. Volc. Geoth. Res., 10, 267-278.

Tuttle, O.F. et Bowen, N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi3O8 - KAlSi3O8 - SiO2 - H2O. - Mém. geol. Soc. Am., 74, 153 p.

Van Breemen, O., Hutchinson, J. et Bowden, P. (1975) - Age and origin of Nigerian Meosozoic granites : a Rb-Sr isotopic study. - Contr. Mineral. Petrol., 50, 157-172.

Van Breemen, O., Pidjeon, R.T. et Bowden, P. (1977) - Age and isotopic studies of some Pan-African granites from north-central Nigeria. - Precambr. Res., 4, 307-319.

Vialette, Y. et Vitel, G. (1979) - Geochronological data on the Amsinassene Tefedest block (Central Hoggar, Algerian Sahara) and evidence for its polycyclic evolution. - *Precambr. Res.*, 9, 241-254.

Vidal, P., Dosso, L., Bowden, P. et Lameyre, J. (1979) - Strontium isotope geochemistry in syenitealkaline granite complexes. - *In* : Origin and distribution of the elements (L.H. Ahrens, ed.), Pergamon Press, 223-231.

Vidal, P., Cocherie, A. et Le Fort, P. (1982) - Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). - Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 2279-2292.

Vitel, G. (1979) - La région de Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique précambrien. - *Thèse d'Etat, Univ. Paris VII*.

von Drach, V., Marsh, B.D. et Wasserburg, G.J. (1986) - Nd and Sr isotopes in the Aleutians : multicomponent parenthood of island-arc magmas. - Contr. Mineral. Petrol, 92, 13-34.

Walker, G.P.L. (1960) - Zeolite zones and dykes distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. - J. Geol., 68, 515-528.

Watson, E.B. et Green, T.H. (1981) - Apatite/liquid partition coefficients for the Rare Earth elements and strontium. - Earth Planet. Sci. Lett., 56, 405-421.

Weis, D. (1981) - Lead isotopic composition in whole rock : methodology. - Bull. Soc. Chim. Belg., 90, 1127-1140.

Weis, D. et Deutsch, S. (1984) - Nd and Pb isotope evidence from the Seychelles granites and their xenoliths : mantle origin with slight upper-crust interaction for alkaline anorogenic complexes. - *Isotope Geosciences*, 2, 13-35.

Weis, D., Liégeois, J.-P. et Javoy, M. (1986) - The Timedjelalen alkaline ring-complex and related N-S dyke swarms (Adrar des Iforas, Mali). A Pb-Sr-O study. - *Chem. geol.*, 57, 201-216.

Weis, D., Liégeois, J.-P. et Black, R. (1987) - Tadhak alkaline ring-complex (Mali) : existence of U-Pb isochrons and "Dupal" signature 270 Ma ago. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, **82**, 316-322.

Westphal, M. (1977) - Configuration of the magnetic field and reconstruction of Pangaea in the Permian period. - *Nature*, 267, 136-137.

White, W.M. et Hofmann, A.W. (1982) - Sr and Nd isotopes geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. - *Nature*, **296**, 821-825.

White, W.M. et Patchett, J. (1984) - Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs : implication for magma origins and crust-mantle evolution. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 167-185.

Whitford, D.J., White, W.M. et Jezek, P.A. (1981) - Neodymium isotopic composition of Quaternary island arc lavas from Indonesia. - Geochim. Cosmoch. Acta, 45, 989-995.

Williamson, J.H. (1968) - Least square fitting of a straight line. - Can. J. Phys., 46, 1845-1847.

Windley, B.F. (1984) - The Evolving Continents. - 2nd Edition, J. Wiley & Sons, Chichester, 399 p.

Winkler, H.G.F. (1965) - La genèse des roches métamorphiques. - Louis-Jean, Gap, 188 p.

Winkler, H.G.F. (1976) - Petrogenesis of Metamorphic Rocks (Fourth Edition). - Springer-Verlag, New York, Heidelber, Berlin, 334 p.

Wyers, G.P. et Barton, M. (1986) - Petrology and evolution of transitional alkaline - sub-alkaline lavas from Patmos, Dodecanesos, Greece : evidence for fractional crystallization, magma mixing and assimilation. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 297-311.

Wyllie, P.J., Huang, W.L., Stern, C.L. et Maaloe, S. (1976) - Granitic magmas : possible and impossible sources, water contents and crystallisation sequences. - Can. J. Earth Sci., 13, 1007-1019.

Zindler, A., Jagoutz, E. et Goldstein, S. (1982) - Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three component mantle : a new perspective. - *Nature*, 298, 519-523.

•

ANNEXE 1 : CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL OUEST-AFRICAIN

Dans cette annexe un bref résumé de la géologie contrastée du craton ouest-africain et du bouclier Touareg est livré, en insistant particulièrement sur le Protérozoïque supérieur et terminal.

La division adoptée dans ce travail pour le Protérozoïque, bien adaptée à l'Afrique de l'ouest, est la suivante :

- Protérozoïque inférieur : 2600-1650 Ma [âges des derniers granites libériens (dernière orogenèse archéenne) et éburnéens *l.s.*, respectivement];
- Protérozoïque moyen : 1650-1000 Ma (âge de la formation des bassins sédimentaires affectés uniquement par l'orogenèse pan-africaine);
- Protérozoïque supérieur : 1000-800 Ma (âge de l'ouverture océanique et début de la sédimentation orogénique; orogenèse est pris dans le sens de «formation de reliefs importants»);
- Protérozoique terminal : 800-570 ou 540 Ma (fin de l'orogenèse pan-africaine).

A. LE CRATON OUEST-AFRICAIN

Distingué par la géochronologie, le craton ouest-africain est admirablement délimité par les données gravimétriques, sa limite sud se situant en fait au Brésil (Lesquer *et al.*, 1984; fig. 101). Les anomalies gravimétriques positives qui marquent sa limite E, sont rapportées à la zone de suture résultant de la collision entre le craton et le bouclier Touareg vers 600 Ma (Bayer et Lesquer, 1978). Le magmatisme associé dans les Iforas à cette collision intercontinentale est le sujet de cette étude.

Le craton ouest-africain comprend les deux dorsales de Réguibat et de Man (appelée aussi de Léo), sur lesquelles reposent les bassins sédimentaires d'aire cratonique de Taoudenni, des Voltas et de Tindouf. Sur son bord est, un aulacogène témoigne d'un approfondissement du socle : le Gourma (fig. 5).

1. LES DORSALES REGUIBAT ET DE MAN

Ces dorsales se scindent en (fig. 5) :

- une zone occidentale composée de granulites archéennes affectées par l'orogenèse libérienne (2700 \pm 100 Ma) où seules certaines biotites y indiquent l'existence d'un événement éburnéen (2100 \pm 100 Ma; Bessoles, 1977; Black, 1980; Camil *et al.*, 1984);
- une zone orientale qui inclut en majorité des roches du Protérozoïque inférieur et de l'Archéen fortement réactivé lors de l'orogenèse éburnéenne.

Si, à l'ouest, ces deux boucliers sont fort analogues, à l'est, ils se différencient nettement par leur lithologie et leur degré de métamorphisme :

- Man comprend des gneiss, des schistes métamorphiques et des migmatites (=Birrimien) envahis par de nombreux granites éburnéens;
- Réguibat se compose de séquences volcanosédimentaires peu métamorphiques et d'épaisses séries de rhyolites et d'ignimbrites (datées à 2000 Ma) intrudées par de très abondants granites éburnéens de haut niveau (Bessoles, 1977).



Fig. 101. - Carte des anomalies gravimétriques de Bouguer (interval de 20 mGal) de l'Afrique de l'ouest et du NE du Brésil. Les lignes noires épaisses soulignent les anomalies positives ceinturant le craton ouest-africain (Lesquer *et al.*, 1984). La limite crientale correspond à la suture formée lors de la collision du craton avec la zone mobile du bouchier Touareg, il y a environ 600 Ma.

Dans les deux dorsales, quelques granites tardifs se mettent en place jusqu'à 1650 Ma, limite jeune extrême pour la stabilisation du craton ouest-africain et ils marquent la fin du Protérozoïque inférieur.

Signalons que de l'Eburnéen affleure également dans les fenêtres de Kayes et de Kéniéba (fig. 5).

2. LES BASSINS SEDIMENTAIRES D'AIRE CRATONIQUE

Le craton ouest-africain contient trois bassins cratoniques : Taoudenni, Voltas et Tindouf :

Seul Taoudenni sera traité ici car il est de très loin le plus vaste et est contigu à l'Adrar des Iforas (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1978a). Référence peut être faite à Trompette (1983) pour le bassin des Voltas et à Sougy (1956, 1969) et Deynoux (1983) pour le bassin de Tindouf.

Le bassin de Taoudenni (2 à 3 millions de km³ de sédiments, Bronner *et al.*, 1980) représente une aire cratonique classique légèrement subsidente et montre une structure concentrique simple. Les sédiments les plus jeunes sont au centre et les couches possédent un pendage centripète excédant rarement 1° (Deynoux, 1983). La sédimentation est typiquement régressive avec une base d'un âge de 1100 à 1000 Ma. Le Protérozoïque moyen manque sur le craton ouest-africain. L'épaisseur moyenne des sédiments est de 3000 m mais peut atteindre localement 5000 m (Bronner *et al.*, 1980).

Trompette (1973) a défini dans l'Adrar de Mauritanie une succession lithostratigraphique applicable à tout le bassin comportant 4 supergroupes discordants. Elle peut être résumée comme suit (fig. 102)

a) Supergroupe I (de 1100 à 650 Ma) : alternance de shales, silts et carbonates à stromatolites souvent dolomitisés, encadrée par des grès détritiques. Dans le supergroupe I, le taux de subsidence varie de 0,5 à 10 m/Ma reflétant la variation de puissance des sédiments : de 0 à 3500 m avec une moyenne générale de 1000 à 1500 m. Les zones à grandes épaisseurs sédimentaires sont localisées dans les régions où le socle a été affecté par des failles verticales induisant horst et graben lors de la sédimentation du Supergroupe I. Ces structures syn-sédimentaires sont attribuées à une instabilité relative du socle liée aux différences de densité entre migmatites et itabirites (quartzites ferrugineux,



Fig. 102. - Coupe schématique de la partie NW du bassin de Taoudenni (Bronner et al. 1980), montrant les affaissements locaux dûs aux itabirites, et les deux tillites encadrant le supergroupe II.



Fig. 103. - Variation du taux de subsidence au cours du Précambrien et du Paléozoïque dans l'Adrar de Mauritanie du bassin de Taoudenni (Bronner *et al.*, 1980).

fig. 102), Relevons la présence des calcaires à stromatolites dans ce Supergroupe, car il ont été corrélés avec le bouclier Touareg.

b) Supergroupe II (650 Ma - Ordovicien inférieur) : en discordance sur le Supergroupe I, sa base est formée de la triade caractéristique tillite-carbonates à barytine-roches siliceuses. Elle est surmontée par une formation argileuse verte comprenant de rares grauwackes et par une séquence monotone de grès, continentaux au départ. L'épaisseur moyenne de ce Supergroupe est de 1250 m avec un taux de subsidence variant de 7-8 à 15 m/Ma. Sur la bordure NW, l'apport sédimentaire passe du NNW au SSE. Ce changement de direction est attribué à une phase orogénique pan-africaine précoce vers 650 Ma.

c) Supergroupe III (Ordovicien supérieur - Silurien). En discordance de ravinement sur le précédent, ce Supergroupe contient également une tillite à sa base. Sa lithologie, très monotone, se compose de grès couverts localement par des schistes siluriens à graptolites. Son taux de subsidence est constant et de l'ordre de 4 à 5 m/Ma. Son épaisseur moyenne est de 180 m.

d) Supergroupe IV (Siegenien - Carbonifère supérieur) : En discordance de ravinement sur le supergroupe III, il comprend des grès surmontés par des carbonates et des argiles. Le sommet de la séquence est continentale et comporte des grès, des argiles rouges et des carbonates continentaux. Le taux de subsidence varie de 11 à 16 m/Ma pour une épaisseur moyenne de 480 m.

Localement, une pellicule de sédiments mésozoïques et cénozoïques (épaisseur : moins de 100 m) recouvre les séquences décrites. Le centre du bassin est également envahi de dunes quaternaires.

En conclusion, l'évolution géodynamique du bassin de Taoudenni (1100-300 Ma) est celle d'un bassin cratonique classique, uniquement caractérisée par des variations du taux de subsidence (fig. 103). Ces dernières sont liées, d'une part, pour les variations précoces importantes mais locales, à des itabirites denses du socle et, d'autre part, aux contrecoups de l'orogenèse pan-africaine vers 650 Ma (Bronner *et al.*, 1980). Ces taux de subsidence sont typiquement cratoniques (15 m/Ma) ou très faibles (3-4 m/Ma). Insistons également sur l'absence totale de magmatisme post-1650 Ma, excepté les filons doléritiques jurassiques probablement liés à l'ouverture de l'Atlantique (Bertrand et Westphal, 1977; Bertrand *et al.*, 1982).



Fig. 104. - Position et forme de l'aulacogène du Gourma, situé sur le bord oriental du craton ouest-africain, limité à l'est par la suture (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978a).



Fig. 105. - Schéma des variations de faciès et d'épaisseur des formations sédimentaires de la bordure sud du Gourma. Chiffres romains : numéros des groupes (voir texte; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978a).

3. L'AULACOGENE DU GOURMA

Région située au SW des Iforas dans la boucle du Niger (fig. 104), le Gourma est un bassin sédimentaire du Précambrien supérieur fortement subsident, plissé et métamorphisé au cours de l'orogenèse pan-africaine (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978a). Il est recouvert à l'est par des nappes (Caby, 1979) dont il a déjà été question.

Ce bassin a été subdivisé en 4 ensembles (Reichelt, 1972; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978a; fig. 105) :

1) l'ensemble clastique-terrigène inférieur (base inconnue) comprenant le groupe I (schistes, quartzites très immatures, conglomérats) surmonté par le niveau-repère du groupe II (schistes rouges).

2) L'ensemble carbonaté (groupe III présentant un schéma classique plate-forme - talus - bassin (fig. 105).

3) L'ensemble terrigène-clastique formé de quartzites de faciès très constant (groupe IV) et de la formation argilo-gréseuse à lentilles carbonatées du groupe V.

4) L'ensemble clastique terminal (groupe des grès de Bandiagara), discordant sur les formations précédentes (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1978b).

L'épaisseur totale des sédiments est de 8 à 10 km (Reichelt, 1972) localement même 15 km, d'après la géophysique (Lesquer et Moussine-Pouchkine, 1980). La structure du Gourma se traduit par de grands plis simples à plans axiaux verticaux s'amortissant progressivement vers l'ouest (Reichelt, 1972), ce qui implique un raccourcissement d'au moins 40 km (Caby, 1979). Le métamorphisme est très faible : séricite et chlorite microcristalline dans S1; mobilisats à quartz avec éventuellement des chlorites et des carbonates (Caby, 1979).

La séquence décrite ci-dessus dénonce un aulagocène et pas du tout une aire de sédimentation cratonique (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978a). Les corrélations avec le bassin de Taoudenni sont d'ailleurs fort difficiles.

Le Gourma se superpose à une importante anomalie gravimétrique positive (Bayer et Lesquer, 1978) perpendiculaire à la suture pan-africaine. Cette disposition serait semblable aux systèmes Golfe de Guinée - fossé de la Bénué (Grant, 1971; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978a) et Mer Rouge - rift éthiopien (fig. 106) avec le point triple dans la région de Gao. Le bras du Gourma n'a pas conduit à une ouverture océanique mais aurait avorté en aulacogène. Comme dans le bassin de Taoudenni, l'absence totale de magmatisme post-1650 Ma est remarquable (en exceptant les dolérites jurassiques).

Le craton ouest-africain s'est donc comporté comme une marge passive au Protérozoïque supérieur, le phénomène le plus important étant un effondrement localisé lors de l'ouverture océanique qui a conduit à la formation d'un aulacogène.

B. LE BOUCLIER TOUAREG

Le bouclier Touareg s'étend immédiatement à l'est du craton ouest-africain dans le prolongement du bouclier nigérian-béninois. Il possède deux promontoires, l'un au SE, l'Aïr, au Niger, l'autre au SW, l'Adrar des Iforas au Mali (fig. 107). Constitué de roches précambriennes sur quelque 500.000 km², il est ceinturé en discordance par les grès ordoviciens des Tassilis, par lesquels il a dû être entièrement recouvert (fig. 108). Une autre transgression importante a eu lieu au Crétacé mais a probablement contourné les massifs du Hoggar, du Tibesti et des Eglab (Faure, 1985; fig. 108). Rappelons également que c'est un bombement récent (Tertiaire, Rognon, 1969) et accompagné de volcanisme (e.g. massif de l'Atakor près de Tamanrasset, Girod, 1971) qui est à l'origine de l'affleurement de nos jours de ce segment précambrien.



Historique

Les premiers travaux géologiques sur le Hoggar (appelé aussi Ahaggar) ont subdivisé le Précambrien de cette région en deux cycles séparés par une discordance importante, le Suggarien et le Pharusien, plus jeune (Kilian, 1932; Lelubre, 1952). Le premier se distinguait par un métamorphisme élevé, le second par un épimétamorphisme. De la sorte, le Hoggar s'est retrouvé formé de deux provinces séparées par un grand décrochement N-S suivant le méridien 4°50' qui lui a donné son nom (fig. 107). L'ouest était essentiellement pharusien, bien que comprenant l'Ouzzalien d'âge archéen (Ferrara et Gravelle, 1966), alors que l'est était fondamentalement suggarien.

Cependant, avec l'avènement de la géochronologie, cette subdivision fut battue en brèche. Picciotto *et al.* (1965) relevaient par exemple, que le granite d'Ouallen, cartographié comme pharusien, avait dû cristalliser vers 1900 Ma alors que les granites de la région de Fort-Laperrine, cartographiés comme suggarien, ne pouvaient avoir été formés il y a plus de 600 à 700 Ma.

En fait, le Pharusien tel que défini par Kilian (1932) et développé par Lelubre (1952) s'est avéré se situer dans une fourchette temporelle relativement étroite (1000-600 Ma). Par contre, le Suggarien comprend aussi bien de l'Archéen que de l'équivalent très métamorphique du Pharusien (Caby, 1969; Black, 1967; Bertrand *et al.*, 1983). Le terme Suggarien est donc tombé en désuétude (quoique dans certaines publications il soit devenu synonyme d'Eburnéen), contrairement à celui de Pharusien dont le sens s'est précisé. Au départ, ce dernier terme comprenait aussi bien des séries de plate-forme comparables à celles du craton



Fig. 107. - Carte schématique du bouclier Touareg (d'après Bertrand et Caby, 1978, *in* Cahen *et al.*, 1984). A : chaîne pharusienne; a1 : rameau occidental; a2 : rameau oriental; B : Hoggar central polycyclique; C. Hoggar oriental. 1. Laves récentes; 2. molasses cambriennes; 3. série de Tiririne (Proche-Ténéré); 4. Chaîne de Tiririne; 5. granulites (type In Ouzzal); 6. Hoggar oriental (<u>e</u>craton est-saharien»); 7. Pharusien I.



Fig. 108. - Lieu et direction de sédimentation du Crétacé dans le Sahara (Faure, 1985). Cette sédimentation s'est déroulée autour d'îles précambriennes (croix) qu'étaient le Hoggar, le Tibesti et les Eglab et de leur ceinture gréscuse ordovicienne (zones pointées).

ouest-africain, que des séquences volcano-détritiques de type flysch ou que des molasses tardives (Bertrand et Caby, 1965). Actuellement, le Pharusien s.s. désigne uniquement les séries volcano-sédimentaires du Protérozoïque supérieur et terminal. De plus, Bertrand *et al.* (1966) ont démontré l'existence d'une discordance majeure au sein du «Fossé pharusien», séparant le Pharusien I composé de volcano-sédimentaire épi-à méso-métamorphique plissé et intensément envahi par des granodiorites et des diorites du Pharusien II constitué par des formations épi-métamorphiques plissées et recoupées essentiellement par des granites.

Conceptions actuelles

Le Hoggar est subdivisé en trois zones aux histoires géologiques très différentes et séparées par des accidents N-S d'ampleur continentale, caractéristiques du bouclier Touareg (fig. 107). La quasi-impossibilité de tenter des corrélations lithostratigraphiques entre les trois provinces du Hoggar conduit à les traiter séparément.

1. LA CHAINE PHARUSIENNE

La chaîne pharusienne comporte deux rameaux à matériel essentiellement du Protérozoique supérieuret terminal séparés par un ensemble granulitique allongé N-S (môle In Ouzzal et Unité Granulitique des Iforas, fig. 107).

Dans le môle In Ouzzal, le métamorphisme granulitique régional a été daté vers 2050 Ma (Lancelot *et al.*, 1976) cependant qu'une partie au moins du matériel était d'âge archéen comme l'indiquent, d'une part, une isochrone Rb-Sr probablement non perturbée grâce au caractère anhydre du métamorphisme granulitique (2995 \pm 55 Ma, Ri = 0,7055 \pm 0,0010; Ferrara et Gravelle, 1966) et, d'autre part, des zircons en reliques à l'intercept inférieur à 2050 Ma et à l'intercept supérieur dans la gamme 2900-3100 Ma (Lancelot *et al.*, 1976). Tous les contacts de ces granulites avec la chaîne pharusienne sont de nature tectonique, marqués par des mylonites verticales. L'empreinte pan-africaine, nulle dans le nord du segment, augmente vers le sud pour finir par induire une importante rétromorphose dans les Iforas (Bertrand et Caby, 1978).

Une autre unité pré-pan-africaine existe dans le NW de la chaîne pharusienne : la nappe de Tassendjanet (Caby, 1970). Elle se résume en une séquence métasédimentaire intrudée par des granites éburnéens et surmontée par la série à stromatolites (Protérozoïque supérieur), le tout charrié au Pan-Africain.

Contrairement au craton ouest-africain, le bouclier Touareg possède une épaisse série sédimentaire post-orogénie éburnéenne. Sa lithologie consiste fondamentalement en métaquartzites (série de l'Ahnet, épaisseur : > 3000 m) d'un environnement fluviatile ou deltaïque avec des unités alumineuses (Caby, 1970). Cette série est intrudée par des métarhyolites et des orthogneiss sub-alcalins à alcalins datés de 1837 ⁺¹⁷/₄ Ma dans le nord du rameau occidental et à 1755 ± 10 Ma dans les Iforas (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983). Ces derniers auteurs envisagent un parallélisme paléogéographique entre ces quartzites et les grès ordoviciens des Tassilis vis-à-vis de l'orogenèse éburnéenne et pan-africaine, respectivement. Ils proposent également d'appeler cette séquence métasédimentaire arénacée «Série des quartzites du Protérozoïque inférieur terminal». L'existence de ce magmatisme alcalin typiquement anorogénique (Dostal et al., 1979) associé à des failles nord-sud suggère qu'une zone de faiblesse existait déjà à la lisière occidentale du bouclier Touareg vers 1800 Ma, ce qui a pu pré-déterminer la zone où le rifting s'effectuera au Pan-Africain. La localisation au même endroit des granulites éburnéennes peut être interprétée dans le même sens (Caby et al., 1981), c'est-à-dire que l'orogenèse éburnéenne a «préparé» la région où se déroulera l'ouverture océanique vers 800 Ma.

Comme sur le craton ouest-africain, le Protérozoïque moyen manque totalement dans la chaîne pharusienne.

Au Protérozoïque supérieur se dépose une série sédimentaire de plate-forme continentale comprenant des calcaires à stromatolites (Fabre et Freulon, 1962; Caby, 1970), corrélés par ces fossiles au groupe de l'Atar-Hank (Bertrand-Sarfati, 1972) déposés entre 1000 et 700 Ma (Clauer *et al.*, 1982).

Caby et al. (1981) en ont déduit qu'au Protérozoïque supérieur, le craton ouest-africain et le bouclier Touareg ne formaient qu'un seul continent stable. Néanmoins, comme ce type de séries de plateforme existe sur beaucoup de cratons (Sibérie, Australie), cette conclusion doit être relativisée. De toutes manières, l'absence de quartzites et de gneiss alcalins à la fin du Protérozoïque inférieur sur le craton suggère une histoire éburnéenne différente pour le craton ouest-africain et le bouclier Touareg.

Au Protérozoïque terminal (800-570 Ma) la déstabilisation de ce grand continent se traduit au sud par l'aulacogène du Gourma (voir plus haut) et au nord, dans le rameau occidental de la chaîne pharusienne, par un magmatisme caractéristique d'une fragmentation continentale réparti en deux étapes :

- Le premier stade, un complexe magmatique pré-tectonique précoce, évoque la racine d'un paléo-rift aussi bien sur le terrain (Caby, 1970) que par la géochimie (Dostal *et al.*, 1979). Ce sont des essaims de filons de rhyolites alcalines à hyperalcalines intimement associés à des dykes de phonolites et de trachytes sodiques sous-saturés, recoupant les restes d'un complexe basique filonien plus ancien.
- Le deuxième stade correspond à un événement magmatique basique et ultrabasique de grande ampleur, intrusif dans la série sédimentaire de plate-forme (Caby, 1970, 1978). Dans la région de Tassendjanet-Ougda (NW de la chaîne pharusienne), ces roches affleurent sur plus de 500 km² (Caby *et al.*, 1977) dont le métamorphisme de contact conséquent a été daté vers 785 Ma (Clauer, 1976). A cette phase peuvent se rattacher les roches basiques et ultrabasiques d'Amalaoulaou (le long de la suture, au sud de Gao au Mali) composées de serpentines, gabbros à amphibole + grenat, gabbros à deux pyroxènes et datées à 810 ± 50 Ma (de la Boisse, 1979) ainsi que celles du Timétrine (à l'ouest des Iforas) charriées sur le craton. Ces massifs basiques et ultrabasiques sont interprétés comme témoins du début de la formation de la croûte de l'océan qui se fermera vers 600 Ma dans les Iforas.

Toujours dans le rameau occidental de la chaîne pharusienne, se dépose ensuite, dans les bassins pré-existant déjà à la fin du Protérozoïque inférieur, la «*Série Verte*» (Caby, 1970), épaisse de 6000 m et composée de grauwackes de type flysch. Les caractéristiques géochimiques de ces grauwackes immatures à matériel volcaniques les rangent parmi celles des arcs insulaires, ou en tout cas d'une zone sans apport terrigène (Caby *et al.*, 1977). Cette «Série Verte» a subi deux phases tectoniques (Caby, 1970). Par contre les séries andésitiques de Taoudrart (5000 m) et de Gara Akofou (2000 m) qui recouvrent la Série Verte n'ont été affectées que par la dernière tectonique pan-africaine vers 600 Ma. Elles sont néanmoins prétectoniques (pré-collision) et présentent typiquement les caractéristiques géochimiques des andésites des marges continentales actuelles (Chikhaoui *et al.*, 1978). Peuvent leur, être rattachées les andésites d'Oumassene dans les Iforas.

A l'est du môle In Ouzzal ,le rameau oriental de la chaîne pharusienne (anciennement «Fossé central», Lelubre, 1952) témoigne d'une histoire pré-collision quelque peu différente. Deux cycles volcano-sédimentaires injectés chacun de plutonites y ont été distingués (Bertrand *et al.*, 1966) : le Pharusien I et le Pharusien II, qui sont séparés par une nette discordance. Le Pharusien I repose sur un socle d'âge éburnéen probable (Gravelle et Lelubre, 1957) et se compose de marbres, marbres dolomitiques, jaspes, quartzites, schistes chloriteux, méta-andésites et métabasaltes en pillows (Gravelle, 1969). Il est recoupé par de nombreuses intrusions basiques et ultrabasiques similaires à celles du rameau occidental (Caby *et al.*, 1982) et par d'abondants batholites calco-alcalins également pré-tectoniques de la phase pan-africaine *s.s.* (vers 600 Ma). Notons qu'une phase de plis isoclinaux à schistosité épizonale affecte les roches basiques mais non les granitoïdes; c'est une tectonique dont la signification n'est pas connue. Les batholites comprennent deux types de granitoïdes :

- les massifs de type A sont composés de termes dioritiques à granodioritiques et sont franchement calco-alcalins. L'un d'eux (batholite de Ti-n-Tekadiouit) a été daté à 868 ⁺ ⁸; Ma (U/Pb sur zircon, Caby *et al.*, 1982). Ces granitoïdes sont probablement d'origine infra-crustale et liés à une zone de subduction (Caby *et al.*, 1981) au cadre géodynamique encore mal compris.
- Les massifs de type B sont des granites potassiques francs, apparemment indépendants du premier groupe et peut-être d'origine crustale. Le granite de Taklet a fourni, par la méthode U-Pb sur zircon un âge de 839 ± 4 Ma (Caby *et al.*, 1981).

Les roches basiques et ultrabasiques sont antérieures ou, au plus, sub-contemporaines des massifs de type A (868 Ma), et par conséquent diachrones des roches basiques et ultrabasiques du rameau occidental (785 Ma, Clauer, 1976). Leur signification géodynamique est pour le moment hypothétique (océanisation précoce ? Caby *et al.*, 1982).

Le Pharusien II repose en discordance sur les massifs de type A et B et la transgression eut lieu sur un substratum profondément altéré (Caby et al., 1982). Ce supergroupe est composé à la base de poudingues surmontés d'arkoses, de marbres et d'une série pélitique épaisse d'un millier de mètres (Gravelle, 1969). Cet ensemble est surmonté par un volcanisme calco-alcalin important de composition andésitique à rhyodacitique probablement à mettre en relation avec une zone de subduction (Chikhaoui, 1981; Chikhaoui et al., 1980). Le Pharusien II est recoupé par de vastes batholites calco-alcalins pré-tectoniques (type C) et syn- à post-tectoniques (type Immézarène; Lelubre, 1952). Pour ces deux types de granites, un âge de 630 Ma (recalculé) était traditionnellement accepté (Picciotto et al., 1965). Très récemment (Bertrand et al., 1986a), le granite gneissique pré-tectonique d'Aouilène a fourni des âges de 629 ± 6 Ma (U/Pb sur zircon) et 614 ± 6 Ma(U/Pb sur sphène) et le granite syn- à post-tectonique de l'Immézarène un âge de 583 ± 7 Ma (U/Pb sur zircon). De la même famille que ce dernier, le granite de Tamassahart dans les Iforas orientales a fourni un âge similaire de 581 ⁺⁷ Ma (Caby et al., 1985). La tectonique pan-africaine s.s. s'est donc déroulée dans la fourchette 630-580 Ma. Cette tectonique est responsable d'un serrage modéré E-W accompagné d'un métamorphisme du faciès schistes verts de bas degré, excepté à l'est du linéament de Timgaouine où une tectonique tangentielle peut être observée (Bertrand et al., 1986a). Cette région devrait d'ailleurs plutôt être rattachée au Hoggar central (Lapique et al., 1986).

Notons que le soubassement du rameau oriental, bien qu'affleurant très peu, peut être considéré comme granulitique ainsi que l'attestent les nombreuses enclaves de ce type remontées par volcanisme récent de la région (comm. oral. de M. Girod et M. Leyreloup, *in* Caby *et al.*, 1982).

Les phénomènes pan-africains terminaux sont :

 Les granites tardifs comprenant d'une part les granites 'Taourirts' parfois à structure concentrique et confinés au rameau oriental (Boissonnas, 1973) - un de ces massifs a été daté vers 580 Ma (Boissonnas *et al.*, 1969) - et d'autre part un complexe annulaire alcalin accompagné de laves acides, intrusif dans le môle In Ouzzal (massif d'In Zize;



Fig. 109. - Schéma interprétatif du Hoggar central polycyclique lors du chevauchement intracontinental et après le retour à l'équilibre (Bertrand *et al.*, 1986b), montrant l'importance majeure, dans sa structure, de la tectonique en nappes pan-africaine. A comparer avec la fig. 110 (1) croûte inférieure; (2) croûte moyenne; (3) assemblages volcanodétritiques; (4) zone de fusion potentielle; (5) granitoïdes; (6) néogranulites?; (7) éclogites; (8) chevauchements précoces; (9) chevauchements et décrochements tardifs.



Fig. 110. - Coupe schématique de l'ensemble du Hoggar (Bertrand et Caby, 1978) où la caractéristique essentielle de la tectonique pan-africaine réside dans les méga-décrochements sub-verticaux d'échelle lithosphérique. A comparer avec la fig. 109. Quadrillage : vieille croûte granulitique; idem interrompu = supposée; la ligne en pointillé au dessus de la coupe est un essai de quantification de la surrection des différents domaines. WPB = branche occidentale de la chaîne pharusienne; CPB = branche orientale de la chaîne pharusienne; Tn = nappe Tassendjanet; IZ = môle In Ouzzal; TA = Tefedest-Atakor; Al= Aleksod; Ar = un bassin du Protérozoique supérieur; Te = Temasint; Is = Issalane; H = Honag; Ti = chaîne de Tiririne. Rappelons que le «craton est-saharien» ne s'est stabilisé que vers 725 Ma.

Caby, 1970; Fourcade et Javoy, 1985) et daté à 530 Ma (Allègre et Caby, 1972).

2. Les molasses, qui reposent en discordance sur le Pharusien, remplissent des graben le long d'accidents N-S et peuvent atteindre 6000 m comme la Série Pourprée dans le NW de l'Ahnet (Caby, 1970). Ces molasses sont recoupées par les granites 'Taourirts' (vers 580 Ma) mais semblent contenir des fragments de rhyolites d'In Zize (530 Ma). Clauer (1976) a daté la diagenèse de la Série Pourprée à 470±18Ma. Ces molasses sont donc partiellement cambriennes.

En résumé, la chaîne pharusienne comprend un môle granulitique à matériel archéen séparant deux rameaux du Protérozoïque supérieur essentiellement volcano-sédimentaires et intrudés par de nombreux granites. Après une mobilité ensialique vers 1800 Ma et une stabilité de type cratonique de 1100 à 800 Ma, le rameau occidental du domaine pharusien a subi une période d'expansion océanique suivie d'une subduction avec plan de Bénioff penté à l'est et finalement d'une collision vers 630-600 Ma. Une évolution cordilléraine précoce, à la signification mal perçue, semble avoir affecté le rameau oriental vers 900-800 Ma.

2. LE HOGGAR CENTRAL POLYCYCLIQUE

L'évolution du Hoggar central est fondamentalement différente de celle de la chaîne pharusienne (Bertrand et Caby, 1978). Son histoire peut se résumer comme suit :

- a. Evolution majeure ancienne, archéenne et éburnéenne.
- b. Au Précambrien supérieur, constitution de rares bassins étroits et linéaires formés de roches volcaniques et de schistes qui apparemment n'ont subi que la tectonique pan-africaine.
- c. Charriages remodelant la croûte et intrusions de nombreux granites syn-cinématiques (Bertrand, 1986).
- d. Granites tardifs à W-Sn similaires aux Taourirts.

Remarquons dès à présent que l'existence d'une orogenèse kibarienne vers 1100-1000 Ma proposée par Bertrand (1974) et Bertrand et Lasserre (1976) ne paraît pas être confirmée par les nouvelles données radiométriques (Bertrand *et al.*, 1986b,c). Une discussion exhaustive des résultats géochronologiques (jusqu'en 1983) se trouve dans Cahen *et al.* (1984).

Lelubre (1952) avait distingué deux séries dans le Suggarien du Hoggar central : la Série de l'Arechchoum composée de gneiss migmatitiques accompagnés de marbres, de quartzites et d'amphibolites et la Série de l'Egéré, plus jeune, constituée de schistes métasédimentaires et d'amphibolites.

Actuellement, le Hoggar central polycyclique se divise en quatre régions dont les intercorrélations ne sont pas très sûres (fig. 107) :

1. La région de l'Aleksod (Bertrand, 1967, 1968, 1971, 1974; Bertrand et Lasserre, 1973, 1976) comprenant :

- la Série de l'Arechchoum : gneiss tonalitiques rubanés, gneiss oeillés, métasédiments (marbres, quartzites, gneiss pélitiques) ayant subi un métamorphisme amphibolite profond. Les gneiss oeillés ont été datés à 2050 Ma, les gneiss rubanés vers 2300 Ma.

- La Série de l'Aleksod (Egéré de Lelubre) : amphibolites et métasédiments du faciès amphibolite. Son âge, non défini, est post-2050 Ma et pré-pan-africain. Son attribution à un cycle kibarien (Bertrand et Lasserre, 1976) est sujet à discussion (Bertrand *et al.*, 1986b).

2. La région d'Oumelalen-Temassint (Latouche, 1972, 1978; Latouche et Vidal, 1974) qui renferme :

- La Série Rouge : gneiss rubanés homogènes avec des restes de quartzites et de marbres du faciès granulite. Une isochrone Pb-Pb sur roches totales a fourni un âge de 3480±90 Ma (8 RT, MSWD = 0,4).

- La Série des Gour Oumelalen, assemblage varié de roches rubanées : gneïss à biotite, gneïss à biotite, gneïss à motite-grenat, leptynites, charnockites acides, intermédiaires et basiques, pegmatites à hypersthène, amphibolites, marbres et quartzites. Deux âges vers 1900 Ma ont été obtenus par la méthode Rb-Sr: charnockites : 1845 \pm 190 Ma (Ri = 0,7061 \pm 0,0027); leptynites : 1975 \pm 20 Ma (Ri = 0,7038 \pm 0,0004).

3. La région de Tefedest-Atakor (Vitel, 1979; Vialette et Vitel, 1979) qui inclut :

- la zone d'In Ecker-Toursournine, constituée de gneiss à plagioclase-biotite-hornblende, serait équivalent à la Série de l'Arechchoum et également éburnéenne.

- La zone d'Amsinassène, ensemble de granitoïdes, migmatites et gneiss veinés dans laquelle nagent des carbonates et des pyroxénites. Elle est structuralement située sur les gneiss de l'Arechchoum et son âge serait également post-Eburnéen et pré-Pan-Africain si la corrélation avec la Série de l'Aleksod se vérifie.

4. Le domaine d'Issalane :

D'âge inconnu mais probablement éburnéen, ce domaine possède une lithologie très homogène mais avec des marqueurs stratigraphiques pistés sur de longues distances (quartzites chronifères, marbres, roches calco-silicatées,...) et caractérisée par des horizons d'orthogneiss alcalins. Le métamorphisme est de haute température-basse pression mais avec des reliques de haute pression (Bertrand *et al.*, 1978; Bertrand et Caby, 1978).

Dans les trois régions se sont développés quelques petits bassins, comblés de volcanites et de métasédiments épizonaux attribués au Pharusien (Précambrien supérieur) par comparaison avec le Hoggar occidental (Bertrand et Caby, 1978).

De nombreux granites pan-africains syn-cinématiques, particulièrement abondants dans la zone de Tefedest-Atakor, ont des âges compris entre 630 et 580 Ma (Picciotto *et al.*, 1965; Bertrand *et al.*, 1986b). Ces derniers auteurs rattachent ces granites, apparemment d'origine crustale, à une tectonique tangentielle en charriage affectant profondément le socle éburnéen et qui l'a remodelé selon sa structure actuelle (fig. 109). Cette tectonique pourrait être raccordée à une collision précoce avec le craton ouest-africain.

Ce nouveau modèle révolutionne l'histoire de la tectonique pan-africaine du Hoggar central qui jusqu'à présent n'était rendue responsable que d'une faible réactivation du socle éburnéen, essentiellement le long de grands décrochements N-S subverticaux (fig. 110, Bertrand et Caby, 1978). Ces derniers sont horizontalisés en profondeur par Bertrand *et al.* (1986b). D'après Lapique *et al.* (1986), même la limite chaîne pharusienne - Hoggar central dont la partie méridionale est d'ailleurs décalée vers l'ouest par rapport au 4°50, serait de ce type: Dans cette hypothèse, le Hoggar central passerait **sous** la chaîne pharusienne, ce qui indiquerait une origine crustale pour les granites tardifs du type Immézzarène (583 \pm 7 Ma, Bertrand *et al.*, 1986a).

Une consensus sur le problème de l'importance de la tectonique pan-africaine au Hoggar central n'est pas encore atteint. Cependant, dans les différentes hypothèses, l'évolution du Hoggar central est, au Pan-Africain, en grande partie ensialique et l'apport de matériel neuf dans cette région à la fin du Précambrien paraît peu important.

3. LE HOGGAR ORIENTAL - TENERE

Le Hoggar oriental se segmente en deux domaines structuraux (fig. 107) : le môle de Tafassasset-Djanet, pré-Pan-Africain s.s. est flanqué à Pouest, le long du grand accident N-S du 8°30, par la chaîne ensialique pan-africaine de Tiririne.

Le domaine de Tafassasset-Djanet (appelé auparavant craton est-saharien) se distingue par un grand nombre de batholites calco-alcalins syn- à tardi-tectoniques intrusifs dans une séquence métasédimentaire de métamorphisme faible recoupée par diverses plutonites et volcanites pré-tectoniques.

Une granodiorite tardi-tectonique a été datée à 725 Ma (Caby et Andreopoulos-Renaud, en prép.). La stabilisation de ce domaine est donc pré-pan-africaine s.s. (600 Ma). Ce segment pourrait résulter d'une zone de subduction éo-pan-africaine pentée à l'est comme le suggèrent l'abondance des termes volcano-sédimentaires pré-tectoniques et du magmatisme calco-alcalin ainsi que l'ophiolite charriée dans le massif de l'Aïr au sud (Black *et al.*, 1967). Malheureusement, ce «craton est-saharien» affleure peu, que ce soit en Algérie ou au Niger (fig. 107).

L'étroite chaîne de Tiririne s'étire le long de l'accident 8°30 (charriage au nord passant à un décrochement au sud) et à l'évolution strictement ensialique (Blaise, 1957; Bertrand *et al.*, 1978).

Sa lithologie est très variable et comprend aussi bien des termes molassiques que des termes flyschoïdes. Cette chaîne passe progressivement vers le sud à une série très peu déformée : la Série de Tiririne, appelée Proche-Ténéré au Niger (Raulais, 1959; Black *et al.*, 1967). Un sill de granodiorite pré-tectonique a été daté à 660 ± 5 Ma (U/Pb sur zircon, Bertrand *et al.*, 1978), ce qui donne un âge minimum pour le dépôt de la Série de Tiririne et autorise l'hypothèse que cette chaîne corresponde à la molasse de la chaîne éo-pan-africaine du Hoggar oriental. Deux granites syn- et tarditectonique ont donné respectivement 604 ± 13 Ma et 585 ± 13 Ma (U-Pb sur zircon, Bertrand *et al.*, 1978), âges typiquentent pan-africains et comparables aux âges obtenus aussi bien au Hoggar central (Bertrand *et al.*, 1986a, 1986b) qu'en Adrar des Iforas.

(fin de l'annexe 1)

ANNEXE 2 : ELEMENTS MAJEURS DU BATHOLITE DE L'ADRAR DES IFORAS

ECH.	^{\$10} 2	$\frac{\text{TiO}}{2}$	A12 ⁰ 3	Fe_03t	Mn0	MgO	Ca0	к20	^{Na} 2 ⁰	P2 ⁰ 5	P.F.	Total
1. TONALITE D'ERECHER.												
JPL278	73.03	0.30	13,54	2.23	0.05	0.46	1.65	3.13	3,96	0.12	0.80	99.17
JPI.279	76.54	0.13	12.57	0.98	0.03	0.21	0.94	3.49	3.43	0,00	0.53	98 91
JPL280	76.39	0.16	12.65	1.18	0.05	0.26	1.02	3.32	3.52	0.01	0.43	98,93
JPL282	73.77	0.25	13.09	1.83	0.06	0.43	1.35	3.47	3,92	0.03	0.66	98,99
JPL284	70.62	0.46	14.49	3.70	0.10	0.92	3,15	1.47	4.65	0.16	0.77	100.23
JPL285	69.18	0.41	14.19	3.55	0.10	1.06	3.07	1.20	4.73	0.13	0.78	98.17
JPL286	69,16	0,36	13,90	3,19	0,08	0,90	3,25	1,32	4,59	0,14	0,62	97,29
JPL287	68,28	0,43	13,64	4,45	0,14	0,72	3,30	0,88	4,73	0,06	2,45	98,82
JPL288	69,17	0,42	13,96	4,29	0,14	0,85	3,31	1,17	4,59	0,11	0,79	98,36
JPL289	70,92	0,39	14,26	4,00	0,10	0,76	2,89	1,51	4,74	0,10	0,93	100,28
JPL290°	64,63	0,64	14,07	6,13	0,16	1,86	5,03	1,08	4,48	0,19	1,00	98,85
JPL292	72,63	0,36	13,31	3,33	0,09	0,71	2,54	2,01	4,00	0,12	0,77	99,81
JPL293	72,96	0,25	13,18	2,29	0,06	0,54	1,78	2,76	4,13	0,10	0,50	98,45
JPL294	70,67	0,36	13,42	3,72	0,11	0,84	2,84	1,87	4,24	0,11	0,77	98,73
JPL295	71,75	0,30	14,76	3,15	0,07	0,49	2,66	2,24	4,72	0,14	1,06	101,16
JPL291°	48,13	0,84	16,41	9,31	0,16	9,13	13,80	0,22	2,05	0,04	2,83	102,11
2. GRANIT	E DE YE	NCHICH	<u>1 1.</u>									
JPL262	74,71	0,15	13,27	0,89	0,05	0,22	0,83	4,06	4,33	0,04	0,46	98,97
JPL263	74,63	0,07	13,49	0,56	0,11	0,06	0,21	4,02	4,59	0,01	0,57	98,33
JPL269	76,40	0,10	13,34	0,70	0,40	0,14	0,66	3,96	4,28	0,04	0,42	100,39
JPL2/0°	/6,6/	0,07	12,56	0,93	0,43	0,04	0,28	4,92	3,62	0,01	0,24	99,72
JPLZ/1	/5,58	0,13	13,51	0,87	0,60	0,19	0,32	3,79	4,10	0,05	0,59	99,67
JPLZ/Z	15,51	0,09	13,58	0,63	0,32	0,14	0,93	3,71	4,17	0,00	0,41	99,51
JPLZ/3	72,64	0,13	13,66	0,83	0,05	0,17	0,66	4,75	3,95	0,03	0,52	97,36
JPLZ/4	74,35	0,12	13,69	1,23	0,06	0,30	0,79	3,79	4,40	0,00	0,50	99,25
JPL275	10,00	0,12	13,78	0,82	0,04	0,21	0,91	3,20	4,44	0,01	0,50	99,33
JPL2/6	74,76	0,13	13,89	0,87	0,03	0,14	0,91	3,59	4,69	0,03	0,52	99,50
JPL2//	74,09	0,12	13,81	0,87	0,04	0,16	0,93	4,16	4,26	0,15	0,62	99,18
JPL201 101 293	73,40	0,27	13,48	1,96	0,05	0,44	1,32	3,31	4,14	0,04	0,55	98,88
JFL203	/3,34	0,14	13,45	0,07	0,05	0,19	0,00	4,24	4,32	0,04	0,42	97,91
3. GRANOD	IORITE	D'ADMA	·				•					
JPL230	63,98	0,73	15,35	4,91	0,09	1,78	3,49	3,65	3,60	0,30	1,06	98,67
JPL236	65,15	0,56	15,76	4,28	0,07	1,97	3,83	3,81	3,82	0,28	1,06	100,39
JPL237	62,43	0,78	15,47	5,36	0,13	2,13	4,01	3,59	3,55	0,27	0,63	98,04
JPL238	66,23	0,52	15,19	3,85	0,06	1,53	3,15	3,86	3,64	0,18	0,78	98.79
JPL239°	59,59	0,62	16,41	6,00	0,08	3,59	5,24	3,20	3,84	0,32	1,07	99,55
JPL241	60,49	0,77	16,89	6,38	0,10	2,66	5,59	2,35	4,01	0,40	1,06	100,31
JPL242°	64,00	0,56	16,43	4,49	0,08	1,97	4,11	3,33	3,92	0,30	0,84	99,73
JPL243	65,58	0,60	15,16	4,25	0,07	1,81	3,56	3,87	3,78	0,30	0,79	99,53
JPL244	63,13	0,79	15,79	5,46	0,09	2,44	4,69	3,37	3,79	0,32	1,07	100,64
JPL245	65,11	0,58	15,58	4,17	0,07	1,84	3,65	3,81	3,98	0,26	0,89	99,70
JPL246	68,83	0,43	14,20	3,09	0,05	1,08	2,65	4,73	3,31	0,21	0,76	99,17
JPL247°	75,04	0,09	13,00	0,95	0,01	0,13	1,27	5,84	2,82	0,13	0,51	99,78
JPL248	66,75	0,58	15,14	4,00	0,06	1,74	3,42	3,99	3,78	0,25	0,90	100,38
JPL249	66,15	0,59	15,36	4,36	0,07	1,90	3,80	3,84	3,77	0,24	0,86	100,69
KD4	63,44	0,76	16,06	5,60	0,08	2,40	4,23	2,97	3,61	0,29	0,71	99 , 79
KD 5	63,76	0,76	15,63	5,48	0,08	2,20	4,02	3,15	3,61	0,28	0,67	.99,31

202

ECH.	Si0 ₂	TiO2	A1203	Fe 0 2 3t	MnO	MgO	Ca0	к ₂ 0	Na_0 2	P_0 2 5	P.F.	Tota1
KD6	64,34	0,74	15,39	5,11	0,08	2,34	3,97	3,45	3,60	0,47	0,75	99,90
KD7	64,91	0,73	15,33	5,09	0,07	2,20	4,06	3,87	3,73	0,26	0,69	100,62
KD8	65,51	0,54	15,78	4,14	0,07	1,72	3,55	3,35	3,96	0,25	0.77	99.40
KD9	62,83	0,76	16,08	5,72	0,09	2,70	4,50	3,38	3,89	0,32	0.82	100.72
KD14°	49,41	1,49	14,85	9,15	0,15	8,75	8,73	1,46	3,48	0,61	2,89	100.32
KD15	61,22	0,83	15,93	6,01	0,10	2,64	5,28	2,94	3,70	0,27	0,91	99.44
KD16	63,36	0,83	15,44	5,63	0,08	2,39	4,22	3,50	3,59	0,25	0.76	99,66
KD18	61,48	0,87	15,92	6,02	0,09	2,53	4,47	3,19	3,64	0,30	0,77	98.89
KD20	65,30	0,60	15,67	4,30	0,06	1,84	3,66	3,53	3,68	0,24	0,79	99,40
4. GRANIT	E PORPH	YROIDE	DES IF	ORAS.								
JPL296	66,83	0,41	15,25	2,60	0,07	0,92	2,06	3,94	4,53	0.23	0.60	97.30
JPL297	68,60	0,39	14,28	2,64	0,06	0,82	1,74	3.87	4.16	0.15	0.59	97.17
JPL298	67,88	0,53	15,42	3,29	0,07	1,12	2,39	3,32	4,45	0.22	0.76	99.29
JPL312	66,79	0,46	15,88	3,11	0,08	0,88	2,00	3,99	4,54	0,17	0.76	98,38
JPL313a	68,47	0,21	16,84	1,70	0,03	0,23	0,89	7,00	3,91	0,08	0.49	99.80
JPL313b	70,45	0,27	15,38	2,10	0,04	0,40	1,17	4,37	4,52	0,13	0.56	99.30
JPL362	67,32	0,78	13,75	5,02	0,04	1,26	1,76	4,47	3,83	0.24	0.66	98,97
JPL390	66,44	0,46	15,39	3,43	0,07	1,39	2,90	3,54	4,33	0,23	0,94	98,92
JPL420	70,75	0,43	14,59	2,70	0,07	0,78	1,81	3,41	4,49	0.24	0.65	99.79
JPL421	71,20	0,37	15,13	2,24	0,05	0,74	1,72	4,08	4,45	0,19	0,67	100,75
5, GRANIT	E FIN D	' AOUKE	NEK.									

JPL231	74,75	0,11	13,65	0,84	0,01	0,14	0,93	3,93	3,97	0.10	0.79	99.19
JPL363	72,88	0,27	13,64	1,60	0,04	0,30	0,43	4,93	3,82	0,07	0,66	98,60
JPL369	72,33	0,29	14,07	1,71	0,03	0,36	1,15	4,35	4,32	0,12	0,61	99,31
JPL370	76,75	0,12	13,18	0,81	0,03	0,12	0,49	4,42	4,15	0,05	0,42	100,51
JPL371	76,09	0,12	13,27	0,88	0,03	0,16	0,85	4,48	4,26	0,11	0,38	100,61
JPL372	72,85	0,27	13,97	1,79	0,03	0,52	1,13	4,88	4,11	0,17	0,53	100,16
JPL373	73,68	0,23	14,12	1,54	0,03	0,43	1,28	4,30	4,13	0,14	0,61	100,45
JPL374	72,55	0,25	14,21	1,73	0,04	0,46	1,33	4,59	4,19	0,14	0,59	100,04
JPL377	71,62	0,31	14,63	1,71	0,03	0,51	1,23	4,09	4,23	0,09	0,43	98,83
JPL378	73,21	0,28	14,43	1,65	0,02	0,44	0,89	4,38	4,12	0,06	0,57	99,98
JPL383	72,12	0,25	13,96	1,71	0,03	0,42	1,09	4,23	4,24	0,10	0,67	98,79
JPL384	72,94	0,24	14,09	1,64	0,03	0,44	1,26	4,40	4,31	0,11	0,59	99,98
JPL385	72,39	0,23	13,87	1,51	0,03	0,41	1,00	4,21	4,24	0,06	0,78	98,63
JPL404	73,75	0,17	13,09	1,23	0,04	0,31	0,55	4,19	4,12	0,11	0,84	98,28

6. FILONS E-W.

a. faisceau de Yenchichi.

JPL254	78,39	0,06	12,42	0,88	0,03	0,03	0,27	4,30	3,81	0,12	0,22	100.51	
JPL255	77,67	0,06	12,33	0,84	0,03	0,02	0,29	4,13	3,91	0,04	0,65	99,94	
JPL256	73,14	0,35	14,33	2,23	0,06	0,40	0,95	4,19	3,99	0,18	0,46	100.20	
JPL257	75,12	0,17	13,78	1,19	0,02	0,08	0,78	4,95	3,56	0,07	0,49	100.12	
JPL258	75,58	0,11	13,53	0,96	0,03	0,07	0,40	4,89	3,51	0,14	0.30	99.48	
JPL265	76,01	0,08	12,87	1,17	0,46	0,03	0,29	3,92	4,45	0.03	1.11	100.33	
JPL266	71,10	0,35	15,10	2,30	0,61	0,43	1,07	4,06	4,43	0.05	0.56	99,93	
JPL267	77,86	0,06	12,38	0,79	0,39	0,04	0,25	3,98	4,03	0,03	0,44	100,23	

•
ECH.	\$10 ₂	Tio2	A1 03	Fe 2 ⁰ 3t	Mn0	MgO	Ca0	к ₂ 0	Na_0	P_0 2 5	P.F.	Total
b. faisc	eau de D	ohenda	1.									
JPL300	74,36	0,36	12,99	2,29	0.06	0.48	0.78	4.27	4.17	0.04	0.94	100.33
JPL309	77,90	0.09	12,14	1.07	0.02	0.02	0.20	4.50	4.02	0.04	0.43	100.41
JPL310	70.29	0.45	14,68	2.69	0.06	0.42	1.13	5.03	4.27	0 11	0,56	99 56
JPL311	74.09	0.29	13.72	1.98	0.04	0.23	0 53	4 35	4,27	0,11	0,20	100.07
JPL314	77.44	0.09	11.89	1 05	0.03	0,23	0,27	<i>L L</i> 1	4,06	0,00	0,72	00,07
IPL 315	76 78	0 14	12 57	1 41	0,00	0,05	0,27	· ••	3,00	0,02	0,55	100 / 1
IPI 316	72 78	0.27	14 34	2 02	0,02	0,04	0,17	5 60	3,02	0,05	1 00	100,41
IPI 317	71 25	0,27	16 75	2,02	0,00	0,17	0,25	5,02	J,00	0,05	1,00	100,44
IPI 318-	71 00	0,30	14. 26	2,27	0,00	0,51	1 20	1,35	4,50	0,05	0,07	100,07
1PI 3195	71 31	0,35	14,20	2,07	0,11	0,07	1,39	4,12	4,35	0,10	0,00	100,30
101 310	71,31	0,40	14,33	2,00	0,00	0,00	1,07	4,70	4,42	0,10	1,24	100,76
JFLJ19	70,75	0,30	14,22	1,77	0,00	0,30	0,74	4,76	4,6/	0,07	1,98	99,86
101 3 2 1 9	60.00	0,42	14,77	2,37	0,07	0,30	0,82	5,15	4,53	0,08	0,46	99,67
JFLJZI	60,90	0,69	16,37	0,08	0,12	2,62	5,04	2,94	4,10	0,33	1,08	100,44
c. faisc	eau de 1	'elabit										
JPL365	56.33	1.41	15.46	7.90	0.11	2.86	5.00	3 13	3 64	0.52	2 13	98 17
JPL379	56,72	1,20	15.33	7.40	0.11	3.75	5.43	3.00	3.88	0.62	3.40	100.44
JPL380	56.62	1.22	15,39	7.60	0.11	3.72	5.27	3,14	3 91	0.67	3 51	100 76
JPL381	54,02	2,22	14.74	11.00	0.17	3.68	5,82	2.55	4.07	0.47	2,35	100,79
JPL386	58,14	1.04	16.06	6.63	0.10	2.88	5,61	2.60	3.89	0.75	3 22	100,77
JPL388	72,34	0.26	13.97	1.80	0.33	0.43	1,20	4,19	3.81	0.09	1.46	99 79
JPL391	62,69	0,98	15,17	5.40	0.10	2.33	3.55	3.35	4.17	0.34	2.69	100.56
JPL392	70.33	0.41	, 14,31	2.30	0.05	0.51	1.26	4.27	4.27	0,09	1 06	98 75
JPL393	73.96	0.27	13.56	1.75	0.04	0.45	1.04	3.50	3.85	0.03	0.64	99.02
JPL394	61.06	1.09	15,42	5,86	0.08	1.83	4,13	2.77	3,89	0,05	2 38	98 67
JPL395	66,80	0.89	15.15	4.37	0.08	1.29	2.81	3 98	4 30	0.24	1 05	100 76
JPL396	70.35	0.52	15.00	2,51	0.06	0.59	1 45	5,07	4,30	0,24	0.78	100,70
JPL406	57.56	1,17	15.63	7.07	0 11	3 27	5 45	2,07	4,35	0,12	2,70	00,72
JPL423	75,05	0,13	13,00	0,99	0,02	0,18	0,66	4,25	4,34	0,08	0,42	99,08
7. GRANII	FE DE YE	NCHICH	12.		-	-	-					
			<u> </u>									
JPL250	76,87	0,09	12,33	0,77	0,04	0,08	0,44	4,44	3,80	0,11	0,59	99,49
JPL251	76,69	0,11	12,25	0,71	0,04	0,09	0,48	4,46	3,80	0,11	0,46	99,18
JPL252	76,37	0,11	12,67	0,81	0,05	0,13	0,71	4,19	3,83	0,12	0,58	99,55
JPL253	76,70	0,11	12,65	0,77	0,05	0,06	0,46	4,46	3,78	0,06	0,45	99,54
JPL259	71,72	0,32	13,50	1,92	0,06	0,57	1,32	4,30	4,03	0,03	0,80	98,49
JPL260°	76,87	0,05	12,36	0,50	0,02	0,02	0,30	4,68	4,11	0,00	0,40	99,30
JPL261	74,58	0,23	12,65	1,41	0,06	0,36	0,85	4,53	3,71	0,00	0,42	98,74
JPL264	74,38	0,19	12,87	1,16	0,06	0,26	0,68	5,18	3,48	0,02	0,42	98,67
8. GRANII	TE DE TA	HRMERT	÷									
JPL308	73.45	0,25	13,68	1,60	0,04	0,16	0.55	5.10	4.09	0.05	0.41	AF 99
JPL323	75,14	0,25	12,53	2,35	0.04	0.04	0,08	4,86	4,31	0.05	1,16	100 77
JPL348	73.16	0,24	11.85	3,44	0.11	0.08	0,23	4,59	5,01	0.05	0.70	99 41
JPL351	74.90	0,34	12,36	1.74	0.07	0.13	0.25	5,20	4.34	0.04	0,31	99 65
JPL352	71.43	0,44	14.16	2,16	0.08	0.24	0.44	5,69	4.64	0.05	0 42	99 71
JPL353	71,65	0,39	13,75	1,72	0,06	0,17	0.30	5.44	4,65	0.00	0.44	98 55
JPL354	75.09	0,23	13,05	1.36	0.05	0.24	0.59	4,91	3,97	0.04	0.49	-99 96
JPL355	74.92	0,21	13.03	1,25	0.04	0.18	0.42	4.77	3,94	0.06	0 44	99 07
JPL360	74.56	0.36	12.17	1.85	0.08	0.13	0.23	5.09	4,30	0,00	0.3%	90 10
	,	,	,	-,	-,	-,	-,25	~ , • • •	-,,50	0,05	0,04	//,±Z

ECH.	S10_2	^{T10} 2	A1 2 ⁰ 3	Fe 2 ⁰ 3t	MnO	MgO	Ca0	к ₂ 0	Na_0 2	P ₂ 05	P.F.	Total
JPL382	72,67	0,32	14,36	1,64	0,08	0,11	0,29	4,49	4,73	0,04	0,33	99,04
JPL409	71.83	0.57	13.77	2,58	0,12	0,28	0.79	5,33	4,67	0,13	0,48	100,50
JPL410	72,70	0,41	14,35	1,84	0,08	0,25	0,67	5,27	4,88	0,16	0,40	100,97
9 FILONS	N-S											
7. 112010												
JPL357a	71,41	0,57	13,48	3,05	0,06	0,63	0,92	4,83	3,91	0,15	0,87	99,73
JPL357b	70,84	0,56	13,35	3,04	0,07	0,66	1,00	4,96	3,85	0,13	1,04	99,33
JPL358	76,19	0,18	11,42	1,96	0,04	0,05	0,23	5,02	3,47	0,04	0,78	99,34
JPL359	76,67	0,18	11,42	2,17	0,04	0,03	0,26	4,88	3,52	0,03	0,48	99,62
JPL366	77,31	0,15	11,19	1,83	0,04	0,13	0,25	5,01	3,31	0,07	0,65	99,90
JPL367	75,30	0,20	10,97	1,95	0,03	0,31	0,27	6,80	1,97	0,00	1,26	98,98
JPL375	76,96	0,14	11,06	1,67	0,04	0,13	0,35	4,76	2,90	0,03	1,46	99,40
JPL376	76,70	0,21	11,39	2,25	0,04	0,34	0,43	5,59	2,94	0,05	1,00	100,84
JPL387	76,97	0,18	12,06	1,24	0,03	0,12	0,15	4,98	3,86	0,03	0,53	100,34
JPL399	77,35	0,20	12,14	1,28	0,02	0,12	0,34	5,19	3,56	0,06	0,70	100,94
JPL401	73,03	0,45	11,13	4,63	0,10	0,65	0,98	4,08	4,14	0,03	0,68	99,59
JPL402	75,33	0,31	10,92	3,59	0,10	0,06	0,27	4,79	4,28	0,07	0,43	100,03
JPL403	67,76	1,13	13,68	4,68	0,12	1,12	2,18	4,25	4,42	0,33	1,03	100,49
JPL419a	74,72	0,32	9,36	5,42	0,10	0,08	0,18	4,71	3,34	0,00	0,94	98,92
10. RHYOL	ITES D'	ICHOUA	LEN.									
101 (1 1	70 01	0.02	10 00	2 20	0 07	0 01	0.00	2 65	3 30		0.10	00 Å/
JPL411	70,21	0,25	10,00	3,10	0,07	0,01	0,00	3,05	2,22	0,00	0,40	77,04 07 70
JPL412	70,32	0,22	10,52	3,10	0,03	0,01	0,00	3,75	3,17	0,00	0,50	97,72
JPL413	70.95	0,23	10,68	2,92	0,07	0,01	0,08	3,80	3,25	0,00	0,50	100.10
JPL414	/9,85	0,25	10,37	3,30	0,64	0,08	0,04	2,50	2,44	0,00	1,20	100,10
JPL415	77,12	0,25	11,02	3,35	0,12	0,02	0,18	2,60	4,25	0,00	0,95	99,80
JPL416	77,03	0,22	10,83	3,11	0,03	0,04	0,04	3,97	3,08	0,06	1,1/	99,06
JPL417	//,84	0,21	11,00	3,17	0,01	0,01	0,13	3,43	2,96	0,00	1,13	99,84
11. COMPL	EXES AN	NULAIR	ES.									
	ve de l	i dal										
a, compre	AC UC I	luar.										
B 20-1	64,51	0,82	15,60	4,53	0,20	0,64	1,45	5,81	5,06	0,23	0,50	99,13
B 128-1	65,09	0,78	15,40	4,64	0,21	0,56	1,55	5,96	5,04	0,16	0,51	99,68
B 60-2	75,13	0,21	12,22	2,55	0,08	0,00	0,31	5,12	3,92	0,00	0,29	99,83
B 127-2	77,37	0,16	11,37	1,52	0,06	0,06	0,39	4,74	3,72	0,04	0,62	99,92
B 135-2	75,12	0,23	11,80	2,24	0,07	0,07	0,40	5,09	3,90	0,03	0,49	99,33
RB 464-2	77,63	0,20	10,71	1,82	0,05	0,00	0,00	4,49	3,74	0,00	0,21	98,85
RB 529-2	76,33	0,12	11,62	1,78	0,05	0,00	0,00	4,57	4,02	0,00	0,18	98,67
RB 544-2	77,15	0,20	11,66	2,17	0,07	0,00	0,00	5,04	3,99	0,03	0,20	100,51
B 186-4	72,10	0,36	13,22	2,85	0,07	0,23	0,77	4,98	3,96	0,04	0,51	99,09
RB 557-4	74,39	0,34	13,08	2,26	0,05	0,20	0,88	4,78	3,89	0,00	0,36	100,23
B 310-5	77,26	0,11	11,31	1,54	0,03	0,00	0,07	4,41	3,99	0,01	0,31	99,04
RB 558-5	76,35	0,17	12,10	1,41	0,05	0,00	0,00	4,87	4,04	0,00	0,39	99,38
RB 465-6	77,04	0,18	12,55	1,34	0,04	0,00	0,27	4,98	3,64	0,00	0,27	100,31
RB 531-6	76,36	0,13	12,28	1,35	0,04	0,00	0,24	4,76	3,67	0,02	0,36	99,21
RB 454-7	74,76	0,26	12,18	1,88	0,03	0,04	0,23	5,60	3,57	0,02	0,31	98,88
RB 455-7	75,03	0,31	12,60	1,82	0,05	0,05	0,36	5,30	3,50	0,01	0,52	99,55
RB 461-7	75,18	0,29	12,24	1,64	0,04	0,15	0,40	5,44	3,38	0,01	0,38	99,15
RB 466-7	73,81	0,44	12,94	2,27	0,05	0,09	0,46	5,58	3,72	0,00	0,32	99,68
RB 509-7	74,06	0,32	12,86	1,53	0,04	0,25	0,55	5,28	3,45	0,00	0,39	98,73
RB 551-8	77,00	0,11	12,13	1,19	0,04	0,00	0,07	4,91	3,49	0,00	0,38	99,32

ECH.	510 ₂	TiO ₂	A12 ⁰ 3	Fe2 ⁰ 3t	MinO	Mg O	Ca0	К [°] 2 ⁰	Na 0	P_005	P.F.	Total
RB 450-10	78,62	0,06	10,62	1,93	0,03	0,00	0,00	4,86	3,78	0,00	0,23	100,13
RB 453-10	78,00	0,10	10,69	1,70	0,03	0,00	0,00	4,71	3,80	0,02	0,38	99,43
RB 556-10	79,70	0,13	10,54	1,58	0,02	0,00	0,00	4,39	3,82	0,00	0,27	100,45
B 145-10	73,62	0,35	12,49	2,82	0,07	0,15	0,69	5,44	4,08	0,05	0,23	99,84
RB 468-10	74,24	0,28	12,32	2,31	0,06	0,00	0,00	5,53	3,98	0,00	0,22	98,94
RB 549-10	75,43	0,21	12,25	2,54	0,06	0,00	0,03	5,28	3,88	0,00	0,35	100,03
RB 552-11	72,72	0,26	13,04	2,54	0,05	0,00	0,25	5,38	3,98	0,00	0,40	98,62
RB 554-11	72,11	0,29	13,32	2,61	0,05	0,03	0,33	5,64	4,01	0,00	0,31	98,70
B 39-12	76,82	0,06	12,32	1,33	0,03	0,01	0,26	4,08	4,80	0,04	0,34	99,98
B 160-12	75.87	0,04	13,07	1,13	0,02	0,02	0,29	4,30	5,10	0,02	0,47	100,22
RB 470-12	76,20	0,10	12,23	1,47	0,03	0,02	0,12	4,54	4,30	0,00	0,39	99,40
RB 547-12	75,48	0,14	12,49	2,69	0,04	0,00	0,00	4,56	4,69	0,00	0,31	100,40
RB 548-12	75,89	0,08	11,72	1,88	0,04	0,17	0,00	4,28	4,49	0,00	0,23	98,78
JPL234-12	75,98	0,08	11,99	1,51	0,01	0,01	0,06	4,22	4,33	0,10	0,51	98,74
JPL232-x	80,95	0,30	9,45	2,54	0,02	0,03	0,17	4,06	2,34	0,10	0,67	100,59
JPL233-x	79.89	0.13	10.25	2.14	0.02	0.01	0.11	5,04	2,54	0,06	0,22	100,27
JPL235-x	78,22	0.16	11.14	1.50	0.03	0.03	0.13	3,67	3,62	0,01	0,35	98,83
012000 1	, .,	•,=•	,-	-,	-,	-,	-,	-,	- , -	,	, ,	,
b. comple:	xe de T	imedje	lalen.									
RB 358-1	73,00	0,33	13,17	2,60	0,13	0,15	0,32	5,20	4,69	0,07	0,52	100,07
RB 360-1	74,27	0,27	12,51	2,58	0,11	0,12	0,42	5,00	4,41	0,03	0,42	100,01
RB 427-2	72,92	0,41	13,34	1,75	0,10	0,13	0,40	5,34	4,51	0,04	0,49	99,41
RB 438-2	73,27	0,30	13,09	2,50	0,11	0,13	0,51	5,21	4,63	0,05	0,57	100,23
JPL299-2	73,27	0,29	13,37	2,54	0,07	0,10	0,31	5,28	4,82	0,06	0,46	100,50
JPL306-2	67,45	0,44	15,57	3,99	0,14	0,11	0,35	6,02	5,53	0,03	0,63	100,00
JPL307-2	76,98	0,10	11,85	1,24	0,04	0,03	0,16	5,05	3,51	0,00	0,65	99,56
JPL328-2	72,80	0,34	13,62	2,88	0,04	0,12	0,46	5,40	4,84	0,05	0,34	100,83
JPL329-2	76,59	0,29	11,95	2,12	0,05	0,10	0,18	5,09	3,90	0,03	0,38	100,59
JPL332-2	74,62	0,28	12,59	2,65	0,05	0,09	0,18	5,16	4,64	0,05	0,29	100,49
JPL347-2	70,35	0,44	14,12	3,27	0,11	0,20	0,28	5,53	5,07	0,07	0,48	99,76
JPL333-3	75,11	0,26	11,27	2,77	0,04	0,06	0,21	4,89	4,39	0,05	0,37	99,37
JPL334a-3	73,23	0,33	12,43	2,61	0,11	0,19	0,51	4,97	4,57	0,00	0,52	99,28
JPL334b-3	71,79	0,37	12,94	3,41	0,08	0,18	0,37	5,22	4,94	0,06	0,45	99,63
RB 429-4	72,08	0,50	13,15	2,96	0,09	0,48	1,20	4,77	4,30	0,09	0,47	99,96
RB 446-4	75.83	0.24	11,61	1,85	0,10	0,08	0,47	4,99	3,78	0,04	0,64	99,57
JPL322-4	71.80	0.41	14,08	2,39	0,06	0,25	0,65	5,57	4,19	0,10	0,48	99,90
JPL324-4	73.44	0,42	13,46	2,39	0.06	0,45	1,23	4,53	3,68	0,09	0,51	100,18
JPL325-4	72.44	0.44	13.47	2,70	0.07	0.46	1.07	5.10	3.78	0.10	0.45	99,99
JPL326-4	75,23	0,27	12,76	1,81	0,04	0,29	0,72	4,84	3,70	0,07	0,56	100,24
JPL341-4	75,22	0,31	12,37	1,61	0,08	0,21	0,53	4,88	4,01	0.03	0,38	99,61
JPL342-4	74,14	0.38	12,50	2,03	0.06	0.17	0.36	5,14	4.26	0.04	0.35	99, 39
JPL343-4	71.55	0.39	12,74	3.53	0.08	0.20	0.36	5,19	4.78	0.05	0,41	99,10
RB 394-5	76.43	0.18	12.34	1.23	0.03	0.22	0.80	4.63	3.91	0.04	0.41	100.15
JPL 327-5	75.31	0.35	13.05	2.27	0.04	0.34	0.97	4.83	3.66	0.09	0.50	99.30
JPL 335-5	77.29	0,20	12,60	1.38	0.03	0.20	0.61	4.70	3.60	0.03	0.51	101.06
JPL336-5	75,93	0.19	12.56	1.41	0.03	0.21	0.78	4.69	3,61	0.03	0.56	99,93
JPL340a-5	76.93	0.17	12.16	1.08	0.03	0.22	0.66	4,70	3.59	0.04	0.55	100.08
JPL3405-5	75.42	0.21	12.29	1.37	0.03	0.19	0.46	4,71	3,56	0.05	0.63	98.85
JPL 345a+5	69.56	0,61	13 50	3,77	0.08	0.76	1,70	3.94	4,39	0.18	1.07	99.40
JPL3455-5	69.71	0.61	13.67	3.77	0.07	0,65	1,10	3,90	4,22	0,14	1.03	98.68
RB 393-6	76.19	0.11	11.31	2,69	0.05	0.03	0.37	4,19	4.68	0.02	0.61	100.13
RB 395-6	76 38	0.09	11 43	2,20	0.04	0.01	0.53	4,38	4.44	0.03	0.53	99.94
IPI 337-6	74 72	0.08	10.90	2 88	0.02	0 02	0,61	4 34	4.44	0.00	0.61	98 57
101338-6	75 28	0.11	11, 17	2.72	0.03	0.01	0.08	4.40	4,30	0.03	0.69	98.87
TPL339-6	75 45	0,11	11 05	2,81	0.03	0.01	0.11	4.23	4,78	0.00	0,60	99 02
0 ((,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	· - ,	·•, ++	~~,~)	~,00	0,00	· , • +	~,⊥⊥	7,60	-,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	0,00	0,00	,00

ANNEXE 3 : ELEMENTS EN TRACES DU BATHOLITE DE L'ADRAR DES IFORAS

Ech.		Rb	Sr	Zr	Y	U	Th	РЬ	Nb	Ba	Cu	5
<u>1. T</u>	DNALI	TE D'E	RECHER	<u>.</u>								
JPL 2	278	72	223	159	17	<4	<3	12	7	1396	2	
JPL 2	279	128	130	102	11	4	9	19	10	1088	3	
JPL 2	280	124	144	107	27	<4	5	18	9	1208	2	
JPL 2	282	84	191	145	19	<4	3	11	6	1204	3	
JPL 2	284	23	310	175	20						-	
JPL 2	285	24	310	144	19							
JPL 2	286	28	297	140	15	<4	< 3	6	5	477	5	
JPL 2	288	19	298	176	31	<4	< 3	4	3	591	3	
JPL 2	289	27	277	173	40						-	
JPL 2	290°	17	322	151	63	<4	<3	3	8	663	21	
JPL 2	?91°	5	187	58	21	<4	<3	<2	<3	<100	71	
JPL 2	292	33	231	1.59	28	<4	< 3	8	6	935	3	
JPL 2	93	67	184	133	29	<4	5	10	6	797	4	
JPL 2	94	34	230	161	38							
JPL 2	95	37	262	151	28							
<u>2.</u> GR	ANITE	E DE Y	ENCHIC	HI 1.								
JPL 2	62	189	184	101	14							
JPL 2	63	195	109	59	18							
JPL 2	69	199	147	79	15							
JPL 2	70°	214	17	124	32							
JPL 2	71	224	164	83	21							
JPL 2	72	156	241	97	13							
JPL 2	73	193	237	105	10							
JPL 2	74	175	249	131	16							
JPL 2	75	168	261	103	13							
JPL 2	76	158	262	112	16							
JPL 2	77	182	267	118	17							
JPL 2	81	76	212	157	18							
JPL 2	83	206	174	85	21							
3. GR.	ANODI	ORITE	D'ADM/	<u>4.</u>								
JPL 2	30*	107	504	328	19							
JPL 2	36	114	573	220	15							
JPL 2	37	157	597	262	22	6	12	23	17	1100	50	
JPL 2	38	121	572	206	15	5	+-2 1 R	20	11	1203	23	<
JPL 2	39°	101	618	173	17	6	7	20	10	1302	43	<
JPL 24	41	72	774	160	15	0	1	20	10	1250	99	
JPL 24	42°	86	707	168	12							
JPL 24	43	159	495	223	17	6	21	21	10	1150	< -	
JPL 24	44	148	479	178	19	U	41	Z J.	12	1152	67	<
JPL 24	45	123	560	209	±0 1/-							
IPL 24		177	38/.	200	14	7	10	25				
701 A	170	162	272	117	20	'	19	25	11	841	32	<
JPL 74												
JPL 24 JPL 24	48	190	450	220	17	0	20	20				

207

Ech.	Rb	Sr	Zr	Y	U	Th	РЪ	Nb	Ва	Cu	Sn
4. GRANITE	PORPH	YROIDE	DES	ORAS.							
JPL 296	121	442	213	15							
JPL 297	108	412	208	16	. 7	11	21	15	1520	6	<10
JPL 298	89	541	245	16	7	12	19	15	1537	9	<10
JPL 312	79	788	223	13	7	6	23	11	1973	11	<10
JPL 313a	122	655	143	9	7	9	30	8	3197	6	<10
JPL 3135	89	658	169	11							
JPL 362	183	378	441	33							
JPL 390	112	666	171	14							
JPL 420	101	310	155	16							
JPL 421	113	615	166	10							
5. GRANITE	FINI	AOUKE	ENEK.								
JPL 231*	104	310	115	19							
JPL 363	164	142	1/6	30	,	36		12	601		210
JPL 369	201	242	172	18	6	10	23	12	094	4	10
JPL 370	226	115	93	10	0	ïo	20	10	24.5	2	<10
JPL 371	234	119	89	11	0	19	20	10	240	2	10
JPL 372	182	2/3	1/5	13	7	10	10	10	790	7	210
JPL 373	194	258	167	14	7	15	19	11	10/18	, 0	< 10
JPL 374	178	281	1/2	1/	'	12	19	TT	1040	,	10
JPL 377°	192	389	194	10							
JPL 378°	210	308	188	13	-	17	25	16	9/.7		< <10
JPL 383	204	233	1/9	10	1	17	25	15	047	4	10
JPL 384	193	251	161	15				•			
JPL 385	194 257	146	122	12							
JL 404	237	140	1.2								
6. FILONS	<u>E-W.</u>										
a. faisce	au de	Yenchi	chi.								
IPL 254	177	16	104	31							
JPL 255	167	25	96	40							
JPL 256	132	166	232	32							
JPL 257	126	185	120	19							
JPL 258	127	195	102	10							
JPL 265	133	6	205	47							
JPL 266	101	156	291	30							
JPL 267	173	12	97	47							
b. faisce	au de	Dohend	al								
JPL 300	165	105	265	49							
JPL 309	145	18	173	52	<4	6	17	27	<100	2	<10
JPL 310	134	133	341	41	< 4	11	17	21	402	-5	<10
JPL 311	108	63	282	48							
JPL 314	161	20	184	52							
JPL 315	146	17	258	51							
IPL 316	158	17	465	35	<4	14	11	35	<1.00	2	<10
JPL 317	128	81	354	43							
JPL 318-	146	107	263	36							
TPL 3185	140	101	305	38							
OLD DIOD	1.40	101	202	20							

÷

Ech	•	Rb	Sr	Zr	Y	U	Th	РЪ	Nb	Ba	Cu	Sn
JPL	319	143	95	349	42	4	19	17	26	409	5	<10
JPL	320	133	100	434	43	<4	7	17	27	307	4	<10
JPL	321°	69	781	216	23							10
c.	faisce	eau de	Telabi	t.								
JPL	365°	97	576	333	36							
JPL	379	116	739	266	26							
JPL	380	115	748	261	29							
JPL	381	81	552	378	46	<4	3	10	17	1295	44	18
JPL	386	78	769	275	25							
JPL	388	147	244	198	28							
JPL	391	111	411	309	35							
JPL	392	149	265	245	29							
JPL	393	157	161	207	38	6	14	18	17	720	5	<10
JPL	394	105	521	341	34	<4	9	12	18	1225	23	<10
JPL	395	115	398	340	34	5	5	19	20	1172	16	<10
JPL	396	154	300	316	28	7	16	22	20	1280	6	<10
JPL	406	.75	679	265	27	<4	5	17	23	1405	9	<10
JPL	423	143	236	101	7							
<u>7.</u>	GRANIT	E DE YI	ENCHIC	<u>HI 2.</u>								
JPL	250	213	36	71	27							
JPI.	251	215	29	63	18							
JPL	252	206	31	57	14							
JPL	253	215	32	60	15							
JPL	259	150	169	140	30							
JPL	260°	249	8	77	16							
JPL	261	141	1.03	137	28							
JPL	264	155	81	92	29							
8. 0	GRANIT	e de ta	HRMER	<u>T.</u>								
JPL	308	104	257	204	20	4	10	25	14	1003	4	<10
JPL	323	100	11	487	49							
JPL	348	156	10	780	84	<4	9	32	33	<100	<2	<10
JPL	351	125	10	296	53	<4	7	10	23	<100	<2	<10
JPL	352	146	58	459	49	<4	15	20	34	223	3	<10
JPL	353	152	47	408	39							
ידער זסז	355	242	90	124	19	-	• ·					
JPL	360	242	91	129	30	7	14	25	19	103	2	<10
IDI	300	170	20	360	53							
IPI	409	20/	- 20 - 61	530	64 E E							
JPL	410	196	76	362	32							
	.10	1)0	70	502	.57							
<u>9.</u> F	ILONS	<u>N-S</u>										
JPL	357a	142	264	285	47							
JPL	357b	143	268	279	46	4	.9	15	11	829	7	<10
JPL	359	125	30	547	77					-27	,	10
JPL	366	165	54	396	78							
JPL	367	219	78	380	62							
JPL	375	137	91	435	79	<4	13	20	20	<100	2	<10

Ech	•	RЪ	Sr	Zr	Y	U	Th	Pb	Nb	Ba	Cu	Sn
JPL	376	169	133	403	74	4	13	14	19	<100	5	<10
JPL	387	147	67	197	52							
JPL	399	152	65	200	48							
JPL	401	146	89	1036	121							
JPL	402	183	24	862	111	<4	8	24	34	238	4	<10
JPL	403	98	255	528	59							
JPL	419a	280	42	2700	326	<4	21	56	77	<100	3	<10
JPL	419Б	275	44	2637	318							
10.	RHYOLI	res e	'ICHOU	ALEN.								
JPL	411	242	26	1057	96							
JPL	412	245	17	1044	96							
JPL	413	249	18	1017	83							
JPL	414	309	48	945	89							
JPL	415	164	35	909	91							
JPL	416	245	24	1058	93							
JPL	417	211	22	1070	92							
1 .1				DEG								
<u></u>	COMPLE	AES A	INNULAI	KES.								
	ompley	ah e	Kf da 1									
a	-omprex	s ue	RIGAL									
R	20-1	52	42	192	55	ch.	2	11	12	1776	1.	210
R	128-1	54	20	201	51		J		12	1770	4	10
RB	524-1	57	2)	160	53	21.	23	10	0	1.50	20	
R	60-2	128	15	1.60	10	24	2	17	, 2 10	100	20	<10
RR	464-2	143	8	335	104	1.7	0	17	19	100	10	×10
RB	529-2	186	-5	418	185	21.	0	3/.	35	<100	14	<10
RR	544-2	1.21	13	4.36	125			54	,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	100	10	10
R	235-2	103	13	515	.05							
R	186-1	111	07	383	61.							
ם מס	557-4	1 27.	122	202	55							
DR	165-6	210	£3	126	22	5	10	22	17	15/	15	<i>(</i> 10
	405-0	210	62	120	12	5	1,2	2,5	17	154	12	<10
	251-0	213	22	121	60							
ה מו	434-7	17/	21	201	60		io	07	10			
	455-7	10/	60 5/.	190	64	×4 /.	10	10	19	264	11	<10
RB R	401 7	103	56	103	70	-4	15	19	17	210	12	810
PR	509-7	100	58	197	95							
RR	551-8	101	50 1/3	120	63							
RB	450-10	255	, ,	1.07	121							
PR	450 10	235	-	311	12,1							
RR	556-10	203		300	118	5	10	41	11	<100	20	(10
B	145-10	159	22	689	85	eî.	10	-1:7	70	<100	20	<10
RB	468-10	204	13	585	98		тŕ	17	17	100	J	10
RR	549-10	182	20	529	141							
RR	552-11	189	37	433	81							
RR	554-11	160	20	471	75	<i>c1</i> .	14	17	14	104	0	(10
R. س	160-12	164	<u>در</u> د	251	176	~4	14 2	1/.	10	100 2100	ر م	<10
ם זקז	234-12	104	د	2.74	101	21	נ יו	14	20	<100	2	<10
IDI	204712	120	0 61	702	30 TAT	N 4	TT	55	.su	<100	د	<10
JEL	232-2	162	דנ דו	525	37 76							
TPI	235-v	140	16	222	7.0							
J 1 1	~JJ-X	T+0	10	205	10							

•

Ech.		Rb	Sr	Zr	Y	U	Th	РЪ	NÞ	Ba	Cu	Sn
b. c	omplex	e de	Timedj	elalen	•							
RB	358-1	96	20	479	76	<4	<3	18	20	<100	2	<10
RB	360-1	112	16	583	79					.200	-	-10
RB	427-2	117	16	63	46	<4	< 3	11	15	<100	<2	<10
RB	438-2	178	11	556	80						-	
JPL	299-2	165	25	567	99							
JPL	306-2	94	24	288	109							
JPL	307-2	177	51	176	55							
JPL	328-2	84	18	412	49							
JPL	329-2	62	9	44	20							
JPL	332-2	118	6	302	40							
JPL	347-2	84	18	338	51							
JPL	333-3	114	10	401	50							
JPL	334-3	92	19	340	56	<4	3	28	17	<100	4	<10
JPL	343-3	120	28	564	83							
RB	429-4	122	94	410	82							
RB	446-4	163	13	399	100							
JPL	322-4	128	72	448	48							
JPL	324-4	162	140	208	61	4	5	14	10	662	3	<10
JPL	325-4	139	125	289	58							
JPL	326-4	167	86	198	44							
JPL	341-4	153	25	360	59							
JPL	342-4	128	24	460	68	<4	6	16	24	199	<2	<10
JPL3	45a-4	111	197	549	71.							
JPL3	45b-4	109	197	522	78							
RB	394-5	192	66	109	45							
JPL	327-5	142	114	177	83							
JPL	335-5	173	69	119	40							
JPL	336-5	191	71	122	39							
JPL	340-5	179	60	126	42	<4	9	15	10	<100	<2	<10
RB	393-6	570	10	950	336	11	19	54	68	<100	<2	<10
RB	395-6	430	31	836	343							
JPL	337-6	426	28	760	229	7	20	23	55	<100	<2	<10
JPL	338-6	566	19	1074	228							
JPL	339-6	526	8	1241	345							

	JPL 280	JPL 286	JPL 293	JPL 238	JPL 243	JPL 246	JPL 369	JPL 371	JPL 374
Sc	2,39	7,9	7,3	9,1	9,6	7,5	3,17	2,55	3,20
Cr	3	<3	3	33	28	15	6	4	8
Со	1.9	4.8	3,2	11,3	13,3	8,4	2,9	0,9	3,0
Ва	1364	619	968	1302	1138	924	1064	517	1261
Hf	3,29	3,6	4,5	4,9	6,3	5,6	5,4	3,46	5,5
Та	1,00	0,28	1,17	1,17	1,09	2,37	1,93	1,77	1,83
Th	11,3	3,8	13,3	16,3	22,8	26,6	23,4	26,4	25,4
U	1,3	0,49	1,7	2,4	3,4	5,0	5,6	8,9	6,3
La	85	28,3	30,8	48,5	51,6	38,3	48,5	24,5	47,9
Ce	85	51,6	68	93	99	84	91	43,6	89
Nđ	37	17,6	24,9	31,6	35,0	32,8	30,8	13,5	30,4
Sm	5,80	2,87	5,02	5,09	5,75	5,47	5,07	1,99	5,19
Eu	0,83	1,18	0,89	1,09	1,02	1,03	0,82	0,36	0,83
Gd									
Тb	0,67	0,36	0,74	0,55	0,62	0,64	0,60	0,29	0,59
Ко	0,68	0,5	1,2	0,56	0,72	0,87	0,71		
Yb	2,05	1,50	3,91	1,61	1,66	2,33	1,71	1,24	1,60
Lu	0,34	0,24	0,66	0,26	0,27	0,37	0,24	0,20	0,23
	JPL 381	JPL 394	JPL 395	JPL 396	JPL 393				
Sc	23,5	12,8	8,99	5,09	3,93				

ANNEXE 4 : TERRES RARES ET AUTRES ELEMENTS EN TRACES

23,5	12,8	8,99	5,09	3,93
<3	11	< 3	<3	9
34,5	15,7	8,8	2,9	2,7
1058	1098	1247	1437	823
8,5	7,5	8,3	8,0	6,0
0,94	1,18	1,46	1,49	1,57
2,50	8,5	10,8	:14,9	17,0
0,46	1,4	2,4	3,5	3,6
53,0	52,8	55,4	59,5	43,3
117	109	113	120	89
57	45	43	45	34
10,9	8,27	8,29	7,60	6,36
2,92	1,88	1,71	1,50	0,79
9,5				
1,45	1,03	1,02	0,88	0,89
1,6	1,1	1,2	1,2	1,3
4,18	3,02	3,33	2,95	3,61
0,70	0,46	0,50	0,41	0,62
	23,5 <3 34,5 1058 8,5 0,94 2,50 0,46 53,0 117 57 10,9 2,92 9,5 1,45 1,6 4,18 0,70	$\begin{array}{cccc} 23,5 & 12,8 \\ <3 & 11 \\ 34,5 & 15,7 \\ 1058 & 1098 \\ 8,5 & 7,5 \\ 0,94 & 1,18 \\ 2,50 & 8,5 \\ 0,46 & 1,4 \\ \hline \\ 53,0 & 52,8 \\ 117 & 109 \\ 57 & 45 \\ 10,9 & 8,27 \\ 2,92 & 1,88 \\ 9,5 & - \\ 1,45 & 1,03 \\ 1,6 & 1,1 \\ 4,18 & 3,02 \\ 0,70 & 0,46 \\ \end{array}$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$

Sc2,762,922,411,522,6812,315,63,65Cr4<33412<4<2Co1,540,401,20,922,94,31,102,9Ba121013943317328314351588449Hf6,39,35,1413,912,812,85,309,3Ta1,412,382,281,821,741,400,761,65Th11,718,05216,715,57,03,3817,0U2,32,08,43,83,91,10,523,9	JPL 234
Cr 4 <3 3 4 12 <4 <2 Co 1,54 0,40 1,2 0,92 2,9 4,3 1,10 2,9 Ba 1210 139 433 173 283 1435 1588 449 Hf 6,3 9,3 5,14 13,9 12,8 12,8 5,30 9,3 Ta 1,41 2,38 2,28 1,82 1,74 1,40 0,76 1,65 Th 11,7 18,0 52 16,7 15,5 7,0 3,38 17,0 U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	0,32
Co 1,54 0,40 1,2 0,92 2,9 4,3 1,10 2,9 Ba 1210 139 433 173 283 1435 1588 449 Hf 6,3 9,3 5,14 13,9 12,8 12,8 5,30 9,3 Ta 1,41 2,38 2,28 1,82 1,74 1,40 0,76 1,65 Th 11,7 18,0 52 16,7 15,5 7,0 3,38 17,0 U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	<2
Ba 1210 139 433 173 283 1435 1588 449 Hf 6,3 9,3 5,14 13,9 12,8 12,8 5,30 9,3 Ta 1,41 2,38 2,28 1,82 1,74 1,40 0,76 1,65 Th 11,7 18,0 52 16,7 15,5 7,0 3,38 17,0 U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	0,18
Hf 6,3 9,3 5,14 13,9 12,8 12,8 5,30 9,3 Ta 1,41 2,38 2,28 1,82 1,74 1,40 0,76 1,65 Th 11,7 18,0 52 16,7 15,5 7,0 3,38 17,0 U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	73
Ta 1,41 2,38 2,28 1,82 1,74 1,40 0,76 1,65 Th 11,7 18,0 52 16,7 15,5 7,0 3,38 17,0 U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	18,8
Th 11,7 18,0 52 16,7 15,5 7,0 3,38 17,0 U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	3,27
U 2,3 2,0 8,4 3,8 3,9 1,1 0,52 3,9	27,4
	6,3
La 76,3 54,5 45,0 69,1 63,6 82,4 43,6 56,9	43.3
Ce 133 146 79 149 137 175 94 120	105
Nd 44,5 75 24 65 59 74 48 48	77
Sm 6,38 18,6 3,55 13,1 12,1 13,8 9,4 8,9	29,2
Eu 0,83 0,86 0,43 0,61 0,62 2,84 4,82 0,62	0,64
Gd 11,4	38
Tb 0,61 2,59 0,55 2,08 1,90 1,80 1,30 1,30	6,9
Ho 2,5 2,8 2,8 2,1 1,6 1,8	7,8
Yb 2,22 4,36 2,06 8,6 7,8 5,9 3,95 5,9	16,4
Lu 0,35 0,58 0,32 1,31 1,33 0,94 0,65 0,99	2,3

Analyses effectuées par J. Hertogen (KUL).

Valeurs de normalisation (chondrites): La: 0.34; Ce: 0.89; Nd: 0.65; Sm: 0.209; Eu: 0.0806; Gd: 0.28; Tb: 0.052; Yb: 0.225; Lu: 0.035.

ъ

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(<u>+</u> 2crm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr
1. Filons	et sills	de Tafél	iant.		
204	112	497	0 76306	0.00013	6,556
317	82 0	90.2	0,72816	0.00005	2,636
411	49.0	748	0,70628	0.00019	0,1895
4370	32.13*	421	0.70714	0.00007	0,2208
437h	31, 32*	434	0.70711	0.00005	0,2088
4578 441a	4.32*	112	0.70550	0.00007	0,1167
469	35.7	314	0.70796	0,00004	0,3290
4690	59.2	212	0.71245	0.00004	0,8084
1382	92.8	58.3	0.74762	0.00004	4,624
1384	54.3	1092	0,70679	0.00004	0,1439
13862	2.86*	866	0.70505	0.00004	0,00961
1388	76.7	233	0,71680	0.00004	0,9534
1392	90.1	460	0.70993	0.00006	0,5669
1372	,,,,	400	.,	-,	,
2. Tonalit	e d'Erech	er.			
JPL 278	71.5	223	0,71360	0,00005	0,9283
IPL 279	128	130	0,73039	0,00004	2,855
JPL 280	124	144	0.72775	0,00004	2,497
JPL 282	84.3	191	0,71689	0,00004	1,278
JPL 284	22.9	310	0,70809	0,00005	0,2138
JPL 286	28.24	297	0,70827	0,00004	0,2752
JPL 288	18.87	298	0,70756	0,00005	0,1832
IPL 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
JPL 291*	5,18*	187	0,70526	0,00005	0,0801
	-,			-	
3. Granodi	lorite d'I	bdeken.			
Q110c	113	678	0,70979	0,00004	0,4824
0110e	94	648	0,70941	0,00006	0,4198
0112a	76	622	0,70887	0,00004	0,3536
0112c	70	988	0,70761	0,00007	0,2050
Q112d	85	813	0,70829	0,00004	0,3025
Q113	138	513	0,71167	0,00004	0,7787
Q156	151	454	0,71423	0,00006	0,9694
Q167b	106	545	0,71080	0,00006	0,5630
4, Adamell	lite de Ye	nchichi	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	2.06	174	0,73298	0,00004	3,434

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	(<u>+</u> 20m)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr			
5. Granodiorite d'Adma.								
IPI 230	107	50%	0 70007	0.00004	0 (3))			
JFL 230	167	504	0,70987	0,00004	0,6144			
JFL 237	101	570	0,71136	0,00004	0,7612			
JPL 238	121	572	0,71003	0,00004	0,6122			
JPL 239	101	618	0,70889	0,00004	0,4730			
JPL 241	/1,5	774	0,70749	0,00004	0,2672			
JPL 242	86,0	707	0,70827	0,00004	0,3520			
JPL 243	159	495	0,71277	0,00005	0,9299			
JPL 246	1//	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	0,00004	1,054			
6. Granite	e porphyrc	īde.						
JPL 296	121	442	0,71203	0,00004	0,7925			
JPL 297	108	412	0,71179	0,00004	0,7588			
JPL 298	88,7	541	0,70894	0,00004	0,4745			
JPL 312	78,9	788	0,70744	0,00006	0,2897			
JPL 313a	122	655	0,70938	0,00004	0,5390			
JPL 3135	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			
7. Adamell	ite fine	d'Aoukene	k.					
interest								
JPL 231	104	310	0,71180	0,00004	0,9711			
JPL 369	201	242	C,72360	0,00004	2,407			
JPL 371	234	119	0,75284	0,00004	5,715			
JPL 373	194	258	0,72180	0,00005	2,179			
JPL 374	178	281	0,71916	0,00004	1,835			
JPL 377	192	389	0,71821	0,00004	1,430			
JPL 378	210	308	0,72222	0,00009	1,976			
JPL 383	204	233	0,72424	0,00004	2,538			
JPL 404	257	146	0,74673	0,00004	5,113			
8. Monzodi	orite qua	rtzique d	e Tin Seyed	1.				
JPL 499	96	629	0 7088/	0 00006	0 1117			
JPL 501	86	620	0,70854	0,00006	0,4417			
JPL 502	97	525	0,70054	0,00004	0,3995			
JPL 503	115	14.2	0,70970	0,00004	0,5320			
IPL 505	124	440	0,71140	0,00004	0,7531			
JPL 506	90	656	0,70050	0,00004	0,7803			
TPL 507	152	3/-3	0,70000	0,00004	0,3983			
TPT 500	17/	242	0,7109/	0,00004	1,283			
IDI 500	126	37L	0,71866	0,00005	1,621			
1DI 510	10 70	J/4	0,71500	0,00005	1,053			
TDI 511	102	600	0,70807	0,00004	0,3287			
JFL JIL	162	232	0,/1005	0,00004	0,5572			
JPL 312	121	٥دد	0,71636	υ ,0 0004	1,378			

Ech. Rb ppm Sr ppm 87 Sr/⁸⁶Sr (<u>+</u>2om) 87 Rb/⁸⁶Sr

9. Filons E-W.

a. faisceau de Yenchichi

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

b. faisceau de Dohendal

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	0,00004	3,875
JPL	321	69	781	0,70713	0,00004	0,2556

c. faisceau de Telabit

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	0,00004	0,7817
JPL	392	149	265	0,71734	0,00004	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	0,00004	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

10. 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	21.5	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	0,00004	5,587

.

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	87 Sr7 S	r (<u>+</u> 2 0 m)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr
11. Gran	ite de Tah	rmert.			
JPL 308	104	257 *	0,71514	0,00004	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 354	242	90,4	0,76933	0,00004	7,793
JPL 353	152	47,2	0,77897	0,00004	9,384
JPL 355	242	^{90,5} *	0,76846	0,00004	7,784
JPL 360	135	25,8	0,82977	0,00004	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
12. Filon	s N-S.				
JPL 357a	142	264	0 71761	0.00005	
JPL 357b	143	269	0,71751	0,00005	1,558
JPL 359	125	30 0	0,71750	0,00004	1,545
JPL 366	165	54 3	0,00230	0,00004	12,17
JPL 367	219	78.0	0,77430	0,00005	8,850
JPL 375	137	91 1	0,707/0	0,00006	8,172
JPL 376	169	133	0 73261	0,00006	4,364
JPL 387	147	66.9	0,75450	0,00004	3,685
JPL 399	152	65 /	0,75459	0,00007	6,388
JPL 401	146	88 7	0,73337	0,00004	6,757
JPL 402	183	23 03	0,74205	0,00006	4,779
JPL 403	98.2	25,95	0,00123	0,00007	22,51
JPL 419a	280	41 9	0,71332	0,00008	1,115
JPL 419b	275	44,1	0,83450	0,00005	18.29
12 7			•	,	10,27
13. Laves	d'Ichoual	en.			
JPL 411	242	75 67.*	0 03700	0.00007	
IPL 412	242	17 334	0,93792	0,00007	27,93
JPI. 413	249	17 05+	1,03/03	0,00012	42,55
IPL 414	309	17,554	1,03481	0,00006	41,43
JPI 415	16/	4/,9	0,84985	0,00004	18,93
JPL 416	245	24,9	0,81242	0,00005	13,74
JPI. 417	245	23,734	0,93598	0,00004	30,52
012 (1)	211	42,13*	0,93289	0,00007	28,20
14. Comple	exes annula	ires.			
<u>a. massif</u>	de Kidal				
B 20-1	52.2	42.0	0 73605	0.0000/-	2 606
B 128-1	54.9	29.4	0,75122	0.00015	5,000
RB 524-1	56.7	21.1	0.76863	0.00012	J,4∠/ 7 ₽00
B 60-2	128	15,19	0,89602	0,00009	7,022
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 35/
			,	,	بەر د و د

•

217

			7 86	(+2mm)	87 86 86 ST
Ech.	Rb ppm	Sr ppm	ST/ ST	(= 2011)	107 51
DB 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
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	0,00004	27,17
RB 552-11	189	37,4	0,82377	0,00004	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	0,00004	6,803
JPL 233-x	142	16,97	0,90687	0,00011	24,69
b. massif	de Timedj	elalen			
		+			
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 <u>°</u>	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	0,00004	3,224
JPL 326-3	167	86,2	0,74645	0,00004	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
JPL345b-3	109	197	0,71812	0,00006	1,603
RB 394-4	192	66,1	0,77262	0,00004	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

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. Dans les deux cas, les erreurs sur le rapport Rb/Sr sont estimés à 2%.

Les échantillons du bassin de Taféliant sont de J. Fabre et R.Caby, ceux marqués "B" et "RB" du complexe de Kidal sont de H. Ba et R. Black.

ANNEXE 6 : ISOTOPES DU Sr DE L'ARC INSULAIRE DU TILEMSI

Fam.	Ech.	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Ri
Ia	IC1529	1.2	240	0.70247+4	0.0145	0.70232
	IC1537	0,3	166	0,70243+4	0,0052	0,70238
				_		
IIa	IC1503	5,6	255	0,70331 <u>+</u> 4	0,0635	0,70266
	IC1511	0,2	107	0,70330+4	0,0054	0,70324
	IC1703	3,0	249	0,70333+4	0,0348	0,70297
110	IC1444	0,0	208	0,70353 <u>+</u> 4	0,0000	0,70353
	1C1516	2,8	204	0,70307 <u>+</u> 4	0,0397	0,70266
	IC1730	1,4 _*	248	0,70345 <u>+</u> 4	0,0163	0,70328
	1C1629	11,4	251	0,70448 <u>+</u> 5	0,1314	0,70313
	1C1691	47,2	580	0,70612+4	0,2354	0,70370
llc	IC1681	9,5	336	0,70478 <u>+</u> 5	0,0818	0,70394
IIIa	IC444b	10,1	610	0,70332+5	0,0479	0,70280
	IC1493	3,4	632	0,70273+4	0,0156	0,70257
	IC1494	0,0	602	0,70268+4	0,0000	0,70268
	IC1582	1,8	611	0,70292+4	0,0085	0,70283
IIIP	IC425	7,5	403	0,70362+8	0,0538	0,70305
	IC426	2,5 *	134	0,70358+4	0,0540	0,70303
	IC1576	12,46	440	0,70363 <u>+</u> 4	0,0819	0,70279
.,	101705					
Va	101465	19,5	426	0,70404+7	0,1324	0,70287
	101651	25,4 *	399	0,70481 <u>+</u> 4	0,1842	0,70323
	101635	10,79	49,6	0,71023+4	0,6296	0,70484
	101648	6,35	30,0	0,70744 <u>+</u> 8	0,6125	0,70220
Vb	IC1433	1.0	295	0.70275+4	0 0098	0 70267
	IC1630	0.0	345	0.70354+7	0.0000	0 70354
	IC1595	0.5	167	0.70288+4	0,0087	0 70281
	IC1599	0.0	430	0.70283+4	0,0000	0 70283
	IC1606	1.53	235	0.70291+4	0.0185	0 70272
				-, <u>/</u> -	-,0105	-,

(*): par dilution isotopique, sinon fluorescence X. Rem: les rapports isotopiques initiaux ont été recalculés à 720 Ma pour les groupes Ia à IIIb et à 600 Ma pour les groupes Va et Vb.

ANNEXE 6bis : DESCRIPTION LITHOLOGIQUE SOMMAIRE DE L'ARC INSULAIRE DU TILEMSI (d'après Caby *et al.*, en prép.)

Groupe Ia (>730Ma): complexe intrusif d'Ibalalene.

IC1529, 1537: métagabbros (faciès amphibolite à épidote).

Groupe IIa (>730Ma): métavolcanites mafiques les plus anciennes.

IC1503, 1511: métabasaltes en coussin (faciès amphibolite à épidote). IC1703: métabasalte en coussin (métamorphisme faible).

Groupe IIb (vers 730Ma): métavolcanites felsiques.

IC1444, 1516, 1730: rhyo-dacites (faciès schistes verts). IC1629: graywacke volcanique (métamorphisme faible). IC1691: brèche dacitique.

Groupe IIc (>600Ma, probablement vers 700Ma): filons doléritique.

IC1681: métadolérite très riche en Fe-Ti.

Groupe IIIa (720Ma): lopolithe de Téchalré (faciès schistes verts).

IC 444b, 1493, 1494, 1582: métagabbros quartziques noritiques.

Groupe IIIb (recyclé, anté 720Ma): gneiss gris et amphibolites = encaissant du groupe IIIa.

IC 425: gneiss à amphibole)	métamorphisme
IC 426: amphibolite)	granulitique
IC 1576: gneiss rubané)	à hornblende.

Groupe Va (620-570Ma): intrusifs pan-africains syn-cinématiques.

IC 1465-1651: diorites quartziques. IC 1635-1648: norites à olivine.

Groupe Vb (600-570Ma): complexe rubané tardi-tectonique d'Amachach gabbro-troctolite-norite-amphibolite-péridotite.

IC1595: pyroxénite à olivine. IC1599: anorthosite. IC1606: péridotite à 2 pyroxènes. IC1433, 1630: filons de microgabbros.

ANNEXE 7 : ISOTOPES DU Sr DE L'UGI ET DU KIDALIEN

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr <u>+</u> 2 ^σ m	87 86 Rb/ Sr (87 Sr/ Sr) 600Ma
Unité gra	nulitique	des Ifora	as.		
Q1/8P	34,4	253	0,71112 <u>+</u> 00005	0,3936	0,7078
Q178c	35,4	597	0,70718 <u>+</u> 00004	0,1716	0,7057
Q180d	1.24	1048	0,71541 +00005	0,3426	0.7125
ICO6A	72,9	3027	0,70704 +00004	0,0697	0.7064
IC205	133	179	0,78796 +00006	2,167	0 7694
JPL484	2,9	194	0,70468 +00011	0.04818	0,70/3
JPL485	28,4	179	0.72092 +00005	0 4597	0,7043
JPL486	37,2	359	0.71722 +00004	0 3001	0,71/0
JPL487	9,1	386	0,70800 <u>+</u> 00004	0,06822	0,7074
Kidalien.					
JPL478	157	635	0,70708 +00006	0 2504	0 70/0
JPL491	33,5	409	0.70768 +00005	0,2370	0,7049
JPL492	22,4	260	0,71018 <u>+</u> 00004	0,2494	0,7080

a) Les échantillons de l'UGI sont divers gneiss (JPL484 à 487, IC205) et des granitoIdes alcalins (Q178b,c,d; IC06A) composés de quartz, de feldspath K et de clinopyroxène souvent accompagné de plagioclase ainsi que de hornblende ou de biotite. Les minéraux accessoires sont assez abondants (zircon, apatite, allanite, opaque, rutile). Les granitoIdes, massifs et souvent oeillés, recoupent les gneiss rubanés, le tout repris par le métamorphisme granulitique éburnéen (Boullier, 1982).

b) JPL478 et 491 sont des métatonalites et JPL492 est une amphibolite.

Les 3 échantillons "Q" sont de J.M. Bertrand et les 2 "IC" sont de R. Caby.

ANNEXE 8 : ISOTOPES DU Nd DES IFORAS

Ech.	Sm p	pm	Nd p	pm	Sm/Nd	147Sm/144Nd	143Nd/144Nd	(143Nd/144Nd)o	ε _{Nd}
<u>Kidal</u> (560 M	a)				0 1100	0 51228 +3	0.51184	-1,5
B20	9,5	7	48,6	54	0,1968	0,1190	0,51228 ±5	0,51187	-0,9
RB455	8,8	8	47,7	19	0,1858	0,1123	0,51268 +4	0.51182	-1.9
JPL234	28,8	5	74,	39	0,3878	0,2344	0,51200 .14	0,51102	,
Filons	<u>N-S</u> (545	Ma)				0 51103	0.0
JPL375	13,0	4.	64,	3	0,2028	0,1226	$0,51237 \pm 3$	0,51175	-2.8
JPL376	12,1	•	59°		0,2051	0,1240	0,51223 ±1	0,511/9	-5.2
JPL403	13,8	9	74°		0,1865	0,1128	0,51209 ±4	0,51167	- , 2
Aoukene	ek (59	0	Ma)				0 53002 +4	0 5118/	- 0.7
JPL369	4,9	93	29,	64	0,1663	0,1005	0,51223 ±4	0,51104	•,
Adma (595 Ma	a)					° (1101 11	0.51155	-6.2
JPL238	5,6	09°	31,	6°	0,1611	0,09736	0,51193 ±3	0,51154	-6.4
JPL243	5,	75°	35°		0,1643	0,09932	0,51193 ±3	0,51154	•,
Ereche	<u>r</u> (63	ом	la)			e ee ê.	0 51161 +2	0 51114	-11.8
JPL280	5,	80°	375	,	0,1568	0,09484	0,51161 ±3	0,51121	-12.0
JPL286	2,	90	17,	,65	0,1643	0,09927	0,51102 14	0 51118	-12.5
JPL290) 17,	16	72	,84	0,2348	0,1424	$0,51177 \pm 2$	0,51123	-11.6
JPL293	5.,	02°	24	,9°	0,2016	0,1219	0,51173 14	0,51125	,-
							0,51160 15		
Arc sy	n-tec	tor	niqu	e' (1	600 Ma)				10.7
IC1433	3 1.	41	3	,81	0,3701	0,2243	0,51324 ±4	0,51236	+9,7
							0,51316 ±4		
1C1600	60,	68	1	,86	0,3656	0,2210	0,51309 ±8	0,51222	+7,0
Arc p	ré-teo	to	niqu	e (715 Ma)				
IC149	3 2	89	° 11	,7°	0,2470	0,1493	0,51279 ±2	0,51203	+6,2
IC149	4 2	46	9	,40	0,2617	0,1578	0,51294 ±2	0,51214	+8,3
							0,51295 ±4		
TC158	2 1	.87	e	,76	0,2766	5 0,1674	0,51302 ±4	0,51220	+9,5
10190		,					0,51302 ±7		
Granu	lites	UG	I						1 10 4
Q178	6	,64	36	5,25	0,183	2 0,1107	0,51165 ±4	0,51122(600Ma	.) -12,6
JPL48	5 2	,59	1	7,81	L 0,145	4 0,0879	0,51100 ±3	0,51065(600Ma	-23,7
JPL48	36 18	,84	144	+,24	0,130	6 0,07892	0,51060 ±6	5 0,51029(600Ma	1) -23,7
JPL48	37 7	,05	5 3	5,20	5 0,199	8 0,1207	0,51116 +4	0,51068(600Ma	a) -2 3, 2

$$\begin{split} \lambda^{147} &\text{Sm} = 6,54 \ \text{l0}^{-12} \ \text{a}^{-1}, \ \text{Normalise} \ \text{a}^{146} \ \text{Nd}/^{144} \ \text{Nd} = 0,7219, \\ (^{143} \ \text{Nd}/^{144} \ \text{Nd})_{0,BE} = 0,51264; \ (^{147} \ \text{Sm}/^{144} \ \text{Nd})_{BE} = 0,1967. \\ \text{Concentrations par dilution isotopique excepté °) par INA. \\ \text{Analyses effectuées par S. Deutsch (ULB).} \\ \lambda^{143} \ \text{Nd}/^{144} \$$

Ech.	208РЬ/204РЬ	207Рь/204Ръ	206Pb/204Pb	РЪ	U	238U/204Pb	235U/204Pb
<u>l. Tadh</u>	ak.						
T16	39,072	15,584	18,757	5,3	0,03	0,31	0,0022
T29	39,827	15,607	19,161	4,5	0,99	14,13	0,1025
Т35	64,453	16,024	26,460	0,7	1,35	197,95	1,4357
T42	40,711	15,670	19,809	4,0	1,72	28,46	0,2064
T48	41,380	15,779	22,249	40,0	49,38	85,84	0,6226
T66	39,394	15,633	19,377	8,4	2,08	16,10	0,1168
T76	39,824	15,635	19,533	5,6	1,59	18,68	0,1355
T84	39,817	15,659	19,535				
T83	41,729	15,699	20,677	7,3	5,02	47,46	0,3442
2. Tile	msi.						
IC1494	37,126	15,469	17,579	1,44	0,02	0,952	0,0071
IC1582	37,235	15,459	17,706	2,15	0,11	3,548	0,0258
IC1433	37,512	15,513	17,767	0,87	0,14	11,67	0.085
IC1606	37,594	15,525	17,881	0,38	0,07	12,96	0,094

Les erreurs sur les rapports 235U/204Pb et 238U/204Pb sont de 2% alors que la précision "entre runs" est meilleure que 0,1% pour les rapports 206Pb/204Pb et 207Pb/204Pb et que 0,15% pour le rapport 208Pb/204Pb. Les analyses répétées du standard Pb NBS981 a fourni une discrimination de masse moyenne de -0,1 + - 0,04% (25 analyses) per a.m.u. λ 235U = 0,98485E-9 a-1 and λ 238U = 0,155125E-9 a-1.

Analyses faites par D. Weis (ULB) ainsi que par J.P. Menessier (ULB) et J.P. Liégeois.

ANNEXE 10 : ISOTOPES DU Sr DE L'ADRAR TADHAK

Ech.	Rb ppm	Sr ppm	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2 σ m	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr
T10	139	514	0,70739	0,00004	0.7825
T16	154	91,4	0,72191	0,00005	4,882
T25	140	2140	0,70525	0,00005	0.1893
T29	98	4136	0,70474	0,00004	0,0688
T35	0,8*	1415	0,70463	0,00005	0,00164
T42	40,5	1398	0,70483	0,00004	0,0838
T59	221	1315	0,70647	0,00005	0,4862
T66	156	1039	0,70629	0,00004	0,4344
T76	546	5324	0,70566	0,00004	0,2967
T84	274	1368	0,70677	0,00004	0,3795
T102	160	1454	0,70591	0,00005	0,3184
T108	129	2345	0,70517	0,00006	0,1591
T1.49	179	683	0,70741	0,00004	0,7583
					-

Les concentrations ont été mesurées par fluorescence X, excepté *, par dilution isotopique.

ANNEXE 9 : ISOTOPES DU Pb DE L'ADRAR TADHAK ET DE L'ARC DU TILEMSI

Ech.	²⁰⁶ Ръ/ ²⁰⁴ Ръ	²⁰⁷ РЪ/ ²⁰⁴ РЪ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
<u>l. Tonali</u>	te d'Erecher.	-	
JPL278	16,483	15,292	36,919
JPL286	16,643	15,362	36,962
JPL292	16,612	15,364	36,977
JPL293	16,302	15,326	36,781
2 Grand	liorito d'Adma		
2. 012100	TOTILE & Adina	<u>.</u>	
JPL238	16,525	15,363	36,964
JPL246	16,481	15,310	36,781
	·	,	
3. Granit	e porphyro īd e	des Iforas.	
JPL296	16,407	15,292	36,716
4. Comple	xe annulaire	de Kidal.	
B20-1	16.67	15.31	36 97
RB529-2	17.30	15 48	37 68
RB455-7	17.19	15 42	39 91
RR461-7	17 29	15 38	37.55
B145=10	37.04	15 38	27:24
D14J-10	17.04	15,30	37,20
KB468-10	1/,25	15,43	.57,54

Les erreurs sont de l'ordre de 0,1%; analyses effectuées (JPL) à Montpellier, laboratoire de Géochimie Isotopique du prof. J.R. Lancelot.

ī.

ANNEXE 12: ISOTOPES DE L'OXYGENE DU BATHOLITE DES IFORAS

- Ech.	RT (25)	Q	FK	∆ Q-FK
1. Tonal	ite d'Erecher	÷		
JPL284	6,4 (0,1)			
JPL286	6,4 (0,1)			
2. Granoc	liorite d'Adm.	<u>a.</u>		
JPL243	6,8 (0,1)			
JPL246	6,9 (0,1)			
3. Filons	<u>N-S.</u>			
JPL357a	6,3 (0,2)			
JPL358	3,3 (0,1)			
JPL366	3,1 (0,3)	6,5	0,6	5,9
JPL375	4,5 (0,3)			,
JPL376	5,0 (0,5)			
JPL387	2,8 (0,1)	6,3	1,6	4.7
JPL399	2,6 (0,2)	6,4	1,3	5.1
JPL403	4,1 (0,1)			·) =
JPL419b	2,0 (0,3)			
4. Comple	xe de Timedje	lalen	<u>.</u>	
JPL306-2	6,2 (0,1)	7.0	5.7	13
RB 360-2	5,7 (0,1)		- , .	2,5
JPL334-3	5,7 (0,3)			
JPL325-4	7,1 (0,2)			
JPL341-4	3,1(0,3)	6.3	1.6	47
JPL327-5	6,5 (0,3)	-,-	,-	-,,
JPL340-5	3,8 (0,3)	7.1	1.3	5.8
JPL337-6	6.1 (0.3)	6.7	5.7	1.0
JPL339-6	6,6 (0,2)		• ,	1,0
RT= roche	totale; Q= q	uartz;	Fk= fe	ldspath
potassique	e (valeurs en	δ^{18} os	MOW' ^{en}	%).

La quatrième colonne donne la différence entre la valeur du quartz et celle du feldspath correspondant.

Analyses effectuées par D. Weis à Paris, laboratoire de géochimie des Isotopes Stables du prof. M. Javoy.

ANNEXE 13 : EXEMPLE DE MATRICE DE DONNEES POUR LA MODELISATION DES ELEMENTS MAJEURS (PROGRAMME ULg)

MATRICE DES DONNEES B:ER24.SEQ

	Ab	An	HD Gol	Ilm	Mon	Q	JPL279	JPL287
S102	68.57	44.00	42.62	0.49	0.26	100.00	76.54	68.28
T102	0.00	0.00	1.88	48.03	0.00	0.00	0.13	0.43
A1203	19.86	36.28	8.86	0.00	0,20	0.00	12.57	13.64
Fe203t	0.05	0.08	27.26	48.97	99.54	0.00	0.98	4.45
MnO	0.00	0.00	1.30	1.38	0.00	0.00	0.03	0.14
MgO	0.04	0.00	5.47	0.44	0.00	0.00	0.21	0.72
CaO	0.00	19.42	10.94	0.68	0.00	0.00	0.94	3.30
Na20	11.19	0.22	1.00	0.00	0.00	0.00	3.43	4.73
K20	0.29	0.00	0.67	0.00	0.00	0.00	3.49	0.88
P205	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06

RESULTATS

	Y EST.	Y OBS	RESIDUS
S102	68.2800	68.28	7.62 E-06
T102	0.4291	0.43	-8.71 E-04
A1203	13.6539	13.64	1.39 E-02
Fe203t	4.4499	4.45	-2.67 E-05
MnO	0.1750	0.14	3.50 E-02
MgO	0.7479	0.72	2.79 E-02
Ca0	3.2743	3.30	-2.57 E-02
Na2O	4.7059	4.73	-2.41 E-02
K20	0.8588	0.88	-2.12 E-02
P205	0.0	0.06	-6.00 E-02

SOMME DES CARRES DES RESIDUS= 7.4879 E-03

VARIABLE	COEFF.REGR.				
Ab	0.34840				
An	0.08788				
НЪ Gd	0.12650				
Ilm	0.00346				
Mon	0.00621				
Q	0.20368				
JPL279	0.19283				

ANNEXE 14 : ANALYSES DES MINERAUX DE REFERENCE

Min.	Sio ₂	TiO ₂	A1 203	Fe_0 2 3t	MnO	MgO	Ca0	Na 0 2	к ₂ 0	P2 ⁰ 5
Аb	68,57	0,00	19,86	0,05	0,00	0,04	0,00	11,19	0,29	0,00
An	44,00	0,00	36,28	0,08	0,00	0,00	19,42	0,22	0,00	0,00
FK	63,66	0,00	19,54	0,10	0,00	0,00	0,50	0,80	15,60	0,00
Aug	48,66	0,71	0,58	23,35	0,76	16,09	10,78	0,07	0,41	0,00
Hb	42,62	1,88	8,86	27,26	1,30	5,47	10,94	1,00	0,67	0,00
Q	100,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fo	40,74	0,05	0,56	4,81	0,23	53,62	0,00	0,00	0,00	0,00
Bi	34,76	3,68	14,99	23,95	0,35	11,77	1,58	0,66	8,26	0,00
Ap	0,00	0,00	0,00	0,24	1,59	0,56	54,74	0 ,0 0	0,00	42,81
Sph	31,10	40,52	0,00	0,16	0,05	0,00	27,79	0,38	0,00	0,00
Ilm	0,49	48,03	0,00	48,97	1,38	0,44	0,68	0,00	0,00	0,00
Magn	0,26	0,00	0,20	99,54	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Ab= albite, An= anorthite, FK= feldspath potassique, Aug= augite, Hb= hornblende, Q= quartz, Fo= forstérite, Bi= biotite, Ap= apatite Sph= sphène, Ilm= ilménite, Magn= magnétite.

Ces analyses proviennent de Deer, Howie & Zussman (1962, 5 vol.) et ont été ramenées à 100%.

227

ANNEXE 15 : TECHNIQUES ANALYTIQUES

Isotopes du Sr.

La méthode employée est celle du Centre Belge de Géochronologie (MRAC-ULB), seules quelques améliorations mineures ont été apportées.

100 à 600 mg de poudre de roche (suivant la teneur en Sr) sont attaqués par de l'HF et quelques gouttes d'HC10, en capsule de platine et sous atmosphère d'azote. Cette attaque, sur plaque chauffante à température moyenne, prend une douzaine d'heures. Le résultat de l'attaque est repris en milieu chlorydrique (HCl 2,5M) et, après obtention d'une solution limpide (attente d'une ou deux heures en moyenne), la solution est amenée au trait dans un matra de 100cc. De là est retiré un aliquote de 25 ou 50cc pour la composition isotopique, et lorsque cela est nécessaire, un autre de 25cc pour la concentration en Sr ou de 5cc pour la concentration en Rb. Pour les concentrations est ajouté lcc de spike ⁸⁴Sr ou ⁸⁷Rb, respectivement. Pour les compositions et concentrations en Sr, est adjointe une petite quantité de 85 r radioactif (isotope artificiel) carrier-free. L'ensemble est évaporé pour assurer une bonne homogénéisation de la solution puis est repris par 5cc de HCI 2,5M. La solution est versée sur une colonne échangeuse d'ions (résine DOWEX 50-150) où le Sr est séparé des autres éléments, en particulier du Rb, Ca et Fe, éléments perturbateurs au spectromètre de masse. Le Sr est repéré exactement par la radioactivité du ⁸⁵Sr, mesurée par un compteur gamma, Deux passages sur colonnes sont effectués lorsque le rapport Rb/Sr > 0,9 ou lorsque la roche est particulièrement riche en fer ou en calcium. La quantité de Sr recueillie est estimée à 4µg pour les échantillons contenant plus de 20ppm de Sr. Pour les teneurs plus basses, la quantité de Sr recueillie est d'autant moindre (ex: 5ppm de Sr= lug recueilli). Le Sr ainsi séparé est stocké, à sec, dans des béchers de 5cc soigneusement clos par du papier parafilm. Le Rb est également passé sur colonne, mais la séparation est moins bonne.

Le Sr séparé est déposé sur un filament de Re 99,99% 'zone refined' en milieu nitrique très dilué (HNO 2%). la mesure s'effectue sur double filament; le filament porteur (évaporateur) est chauffé par un courant de 0,8A (premier palier) ou 1,8-2A (deuxième palier) alors que le filament opposé (ionisateur) est porté à 2,3-2,5A. Les mesures ont été réalisées avec un spectromètre de masse FINNIGAN MAT 260 (anciennement VARIAN; HT= 10KV).

228

Les valeurs obtenues sur le standard NBS987, normalisées pour ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr= 0,1194, sont: 0,710218 <u>+</u> 0,000035 (mai 1982); 0,710235 <u>+</u> 0,000026 (novembre 1983); 0,710227 <u>+</u> 0,000030 (juillet 1984); 0,710245 <u>+</u> 0,000016 (janvier 1985); 0,710200 <u>+</u> 0,000039 (avril 1985); 0,710215 + 0,000015 (janvier 1986).

Les valeurs des blancs aux différents stades de la chimie sont les suivants (écarts maximums):

blancs totaux: 15-30 ng; blancs attaque: 7,2-16,5 ng; blancs colonne: 1,4-5,6 ng; blanc dépôt: 0,1 ng; blanc 20 gouttes ⁸⁵Sr: 0,88 ng; blanc 25cc H₂0 tridistillée: 0,75 ng; blancs 25cc HCl 2.5M ou 6M distillés: 0,9-2,8 ng;

Tous les âges ont été calculés suivant Williamson (1968) et toutes les erreurs sont données au niveau de 20. La constante de désintégration du ⁸⁷Rb employée est: λ^{87} Rb = 1,42 10⁻¹¹ a⁻¹ (Steiger & Jäger, 1977).

Les concentrations en Rb et Sr ont été mesurées par fluorescence X au MRAC (Tervuren). Les teneurs <30 ppm ont été remesurées par dilution isotopique. Les erreurs sur les rapports Rb/Sr et 87 Rb/ 86 Sr sont estimées à 2%.

Les isotopes du plomb.

 Les roches totales ont été analysées par D.Weis. La technique employée fut celle de D. Weis (1982). Les valeurs ont été corrigées pour un fractionnement de 0,1% par u.m.a. L'erreur sur les rapports isotopiques est de 0,1%.

 Feldspaths. J'ai effectué ces mesures dans le laboratoire de géochimie isotopique du prof. J.R. Lancelot à Montpellier, suivant une technique chimique dérivée de Tatsumoto (1970) et de Manhès et al. (1978).

Après un lessivage à chaud d'une 1/2h par un mélange acide HF 5% + qq gouttes d'HClO₄, les feldspaths sont dissous par un mélange acide 2/3 d'HF 40% - 1/3 HNO₃ lM, pendant une nuit. Le résidu est repris en milieu bromhydrique pour le passage sur colonnes échangeuses d'ions (type AG1X8, 200-400 mesh). Le Pb est élué en milieu nitrique.

Les mesures des rapports isotopiques ont été effectuées sur un spectroscope de masse CAMECA TSN 2065.

Les isotopes du Nd.

Les analyses ont été effectuées par S. Deutsch (ULB). La technique employée est décrite dans Weis & Deutsch (1984).

Les isotopes de l'oxygène.

Les analyses ont été effectuées par D. Weis dans le laboratoire de Géochimie des Isotopes Stables à Paris du prof. M. Javoy. La technique utilisée est décrite dans Weis et al. (1986).

Les éléments majeurs et en traces.

Les éléments majeurs ont été mesurés par fluorescence X ou par absorption atomique (Na_2^{0}) . Toutes les analyses ont été effectuées par R. Kool et C. Léger sous la direction de J. Delhal et J. Navez au MRAC.

Les éléments en traces. Les quatre traces Rb, Sr, Y, Rb ont été mesurées par fluorescence X au départ par M. Delvigne et ensuite par C. Léger, sous la direction de J. Delhal au MRAC.

U, Th, Pb, Nb, Ba, Cu et Sn ont été mesurés par fluorescence X par C. Léger dans le service et sous la supervision du prof. A. Herbosch à l'ULB.

Les terres rares ainsi que Sc, Cr, Co, Ba, Hf, Ta, Th et U ont été analysés par activation neutronique par le prof. J. Hertogen (KUL).

ANNEXE 16 : CORRESPONDANCE n° JPL AVEC n° RG (REGISTRE GENERAL) DU MUSEE ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE

ERECHER		IFORAS		JPL320	146677	JPL375	146723
				JPL321	146678	JPL376	146724
JPL278	146640	JPL296	146658			JPL387	146735
JPL279	146641	JPL297	146659	E-W TELABIT		JPL399	146744
JPL280	146642	JPL298	146660			JPL401	146745
JPL282	146644	JPL312	146669	JPL365	146714	JPL402	146746
JPL284	146646	JPL313A	146670A	JPL379	146727	JPL403	146747
JPL285	146647	JPL313B	146670B	JPL380	146728	JPL419A	146760A
JPL286	146648	JPL362	146712	JPL381	146729	JPL419B	146760B
JPL287	146649	JPL390	146737	JPL386	146734		
JPL288	146650	JPL420	146761	JPL 388	146736	TCHOUALE	N
JPL289	146651	JPL421	146762	IPI 391	146738	TOHOUNDE	
IPI 290	146652	01 0421	140702	101 302	1/6739	101/11	11.6753
TPT 201	146653	AOUKENEK		101 202	146760	101/.10	1/675/
1PI 292	146654	RUOKLINEK		101 30/.	146740	JFL412	140/34
1PT 203	146655	101 231	1/ 659/	101 305	146741	101/1/	140755
101 201	1/6656	101 262	140374	JFL304	140742	JFL414	140730
101 205	146657	101 360	140713	JFL390	146743	JFL415	140/3/
JF4295	T40031	JFL309	140/1/	JPL406	146750	JPL410	140/08
VENCUTCU	T 1	JFL3/0	146710	JPL425	140704	JPL417	146/39
TENCHICH	1 1	JE 272	146719	VENCUTOU	T 0	WIDA	
101 262	11.6695	JPL372	146720	TENCHICH	1 2	KIDAL	
JPL202	140625	JPL373	146721	101.050		101 0 00	
JPL263	146626	JPL3/4	146722	JPL250	146613	JPL232	146595
JPL269	146631	JPL3//	146725	JPL251	146614	JPL233	146596
JPL270	146632	JPL378	146726	JPL252	146615	JPL234	146597
JPL271	146633	JPL383	146731	JPL253	146616	JPL235	146598
JPL272	146734	JPL384	146732	JPL259	146622		
JPL273	146635	JPL385	146733	JPL260	146623	TIMEDJEL	ALEN
JPL274	146636	JPL404	146748	JPL261	146624		
JPL275	146637			JPL264	146627	JPL299	146661
JPL276	146638	E-W YENC	HICHI			JPL306	146663
JPL277	146639			TAHRMERT		JPL307	146664
JPL281	146643	JPL254	146617			JPL322	146679
JPL283	146645	JPL255	146618	JPL308	146665	JPL324	146681
		JPL256	146619	JPL323	146680	JPL325	146682
ADMA		JPL257	146620	JPL348	146701	JPL326	146683
		JPL258	146621	JPL351	146702	JPL327	146684
JPL230	146593	JPL265	146628	JPL352	146703	JPL328	146685
JPL236	146599	JPL266	146629	JPL353	146704	JPL329	146686
JPL237	146600	JPL267	146630	JPL354	146705	JPL332	146687
JPL238	146601			JPL355	146706	JPL333	146688
JPL239	146602	E-W DOHE	NDAL	JPL360	146710	JPL334	146689
JPL241	146604			JPL382	146730	JPL335	146690
JPL242	146605	JPL300	146662	JPL409	146751	JPL336	146691
JPL243	146606	JPL309	146666	JPL410	146752	JPL 337	146692
JPL244	146607	JPL310	146667			.IPL338	146693
JPL245	146608	JPL311	146668	N - S		TPI 339	146694
JPL246	146609	JPL314	146671			IPL 3404	1466954
JPL247	146610	JPL315	146672	JPL3574	1467074	JPL 340R	146695R
JPL248	146611	JPL316	146673	JPL357B	146707B	JPI.341	146696
JPL249	146612	JPL317	146674	JPL358	146708	JPL 34.2	146607
		JPL318A	146675A	JPL 359	146709	101.37.3	1/6609
		JPL 318R	146675B	IPL366	146715	101 3/ 54	1466004
		.IPI.310	146676	1PI 367	1/6714	1DI 9/ 60	140033A
		51 2517	140070	010000	140110	JFLJ438	1400998
						JFL34/	146/00

231

.

<u>.</u>



