



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre

MEMOIRE

Pour l'obtention du diplôme de Master

Option : géodynamique de la lithosphère

Les structures annulaires en Afrique : mode de mise en place

Exemple : Adar des Iforas, MALI. Messum, Namibie . Ashkal , Hoggar.

Présenté par :

Taibi Allal

Soutenue le :26- 06- 2023

Devant le jury composé de :

M. Bendoukha Rachid	Maître de conférences Université d'Oran2	Président
Mme. Allami Fatima Zohra	Maître assistante Université d'Oran2	Encadreur
M. Tabeiouna Mohammed	Maître de conférences Université d'Oran2	Examineur

Remerciements :

Je remercie tous ceux qui ont aidé à la réalisation et la rédaction de ce mémoire de près ou de loin.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements à mon encadreur Mme Allami pour son aide, ses remarques, sa disponibilité, et son savoir faire.

M Tabeliouna Mohammed d'avoir accepté de présider le jury.

Ainsi M.Bendoukha Rachid que d'avoir examiner ce travail.

Je la remercie aussi pour ses précieux conseils, pour ses recommandations, pour sa présence et son soutien tout au long de ces deux dernières années. Merci.

Plus largement, je souhaite remercier tous les enseignants du département de science de la terre et de l'univers pour leur sérieux, leur dévouement, et leurs compétences.

Je remercie également mes chers camarades de promotion pour toutes ses années passées ensemble, ces moments de partages et de complicité.

Et spécialement, j'adresse mes sincères remerciements à mes parents pour leurs encouragements et le soutien qu'ils m'ont apporté durant toute ces années d'étude.

À tous, Merci

Allal

Résumé :

Résumé :

Plus de 625 complexes annulaires à travers l'Afrique et l'Arabie ont été sélectionnés et classés sur la base d'association pétrographique et chronologie en six grands groupes d'âge formant 29 provinces. Les groupes vont de la Midu Protérozoïque au Tertiaire et comprend du gabbro, du granite, de la syénite, de la syénite de froid et des roches plutoniques de carbonatites, la majorité dans la forme de dykes annulaires, de nappes coniques, de bouchons, d'intrusions circulaires et de leurs phases extrusives associées. Panafricain tardive ou les complexes post-orogéniques (720-490 Ma) sont fréquents dans les boucliers arabo-nubiens et Touaregs d'Afrique du Nord du magmatisme dérivé de la zone de subduction. Complexes anorogéniques en Egypte, NE et Soudan central, Niger, Nigeria, Le Cameroun, Le Zaïre-burundi le Malawi, le Mozambique, le Zimbabwe, la Namibie et l'Angola s'étendent sur 550 à 50 Ma et sont principalement granites alcalins et syénites plissées. De nombreux groupes se présentent sous forme de bandes en échelon dans des réseaux linéaires et montrent des centres en migration d'intrusion dans des directions variables. En Afrique de l'Ouest, il y a eu un déplacement progressif de la mise en place vers le sud au début De l'Ordovicien au Crétacé moyen. Les schémas de distribution suggèrent que les caractéristiques profondes, telles que les zones de cisaillement associées aux mouvements des plaques lithosphériques, fusion contrôlée, et la localisation résultante des complexes.

Abstract:

Over 625 igneous complexes throughout Africa and Arabia have been selected and classified on the basis of petrographic association and chronology into six broad age groups forming 29 provinces. The groups range from Mid- Proterozoic to Tertiary and include gabbro, granite, syenite, foid syenite and carbonatite plutonic rocks, the majority in the form of ring-dykes, cone-sheets, plugs, circular intrusions, and their associated extrusive phases. Pan-African late or post-orogenic complexes (720-490 Ma) are common in the Arabian-Nubian and Tuareg shields of north Africa originating from subduction zone derived magmatism. Anorogenic complexes in Egypt, NE and central Sudan, Niger, Nigeria, Cameroon, Za'~re-Bunmdi, Malawi, Mozambique, Zimbabwe, Namibia and Angola span 550 to 50 Ma and are dominantly alkali

granites and fold syenites. Many groups occur as en-echelon bands within linear arrays, and show migrating centres of intrusion in variable directions. In W. Africa there was a progressive shift of emplacement southwards during early Ordovician to Mid-Cretaceous times.

Distribution patterns suggest that deep seated features, such as shear zones associated with lithospheric plate movements, controlled melting, and the resultant location of the complexes.

LISTE DES FIGURES

Chapitre I Généralités

Figure 1 : Répartition des complexes annulaires et leur relation avec la structure tectonique panafricaine de l'Afrique. (Modifié après Black et al. 1985). Symboles : points noirs, complexes ignés ; lignes brisées gras, failles; Lignes pointillées, frontières tectoniques..... 15

Figure 2 : Tranches d'âge des groupes des complexes annulaires Africain..... 16

Chapitre II Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal (Hoggar Central, Sud Algérie)

Figure 1 : Cartes de localisation et carte géologique détaillée du complexe annulaire oligocène de l'Achkal avec positionnement des échantillons analyses..... 20

Figure 2 : Variations des rapports isotopiques du Sr et du Nd des roches plutoniques et volcaniques du massif de l'Achkal. Sr et Nd ont été analysés suivant les protocoles définis par Richard et al. (1976) et Birck et Allègre (1978). Nd est corrigé à l'aide du rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Les valeurs mesurées des normes NBS987 et JMC361 sont, respectivement, de $0,71024 \pm 1$ et $0,51115 \pm 1$ 22

Figure 3. Diagrammes de corrélation Pb-Pb. Les séparations chimiques ont été effectuées suivant le protocole de Manhès et al., 1978. Le facteur correctif de discrimination de masse est de 0,13 % par euh. La NHRL (ligne de régression de l'hémisphère nord) (Hart, 1984) correspond à la droite de régression, trace grâce aux points des échantillons magmatiques intra-océaniques de l'hémisphère nord..... 23

Chapitre III La province des complexes annulaires alcalins de l'adras des Iforas, Mali

Figure 1. Carte générale schématique de la chaîne pan-africaine des Iforas séparée du craton ouest-africain par la zone de suture résultant de la collision entre les deux continents..... 29

Figure 2. Carte géologique de la province alcaline des Iforas..... 30

Figure 3. Carte géologique des complexes annulaires de Kidal-Tibeljelieme, de Djounhane et d'Akkise. K1 = microsénite et sénite quartzique à ferroaugite-amphibole-biotite + fayalite; K2 = microgranite à amphibole-biotite; K3 = granite grossier métallumineux (perthite-hedenbergite-amphibole-biotite + fayalite) à hyperalcalin (perthite-hedenbergite aegyrinique-amphiboles calcosodiques et sodiques + aenigmatite); K4 = microgranite métallumineux à FK-hedenbergite-amphibole-biotite et à 2 feldspaths-amphibole-

biotite: K 5 = granite fin à perthitebiotite- chlorite + amphibole; K5 = granite moyen à perthite-amphibole-biotite + fayalite; K6 = granite fin à perthiteoligoclase- amphibole-biotite; K 7 = granite grossier à fin à perthite-oligoclase-amphibole-biotite; K8 = granite fin à perthite-oligoclase--biotite-chlorite; K9 = microgranite a perthite-oligoclase-biotite-chlorite; K10 = granite moyen métallumineux (hedenbergite-hedenbergite aegyrinique-ferrichterite arfvedsonite biotite) à hyperalcalin (aegyrinearfvedsonite- astrophyllite); K11 = granite grossier à perthite-amphibole-biotite; K12 = granite fin à microcline albiteaegyrine- amphibole calcosodique et microcline albite-arfvedsonite. A1 microgranite a amphibole-biotite; A2 = granite fin à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; A3 = microgranite il perthite-oligoclasc-amphibole biotite .D1=k3 :D2 = K7: D3 = K8.....32

Figure 4. Diagramme SiO₂ : vs. Na₂O + K₂O de tous les termes du batholite lforas (Liégeois et Black 1984) : magmas pré-tectoniques pauvres en K₂O calco-alcalin, syn- et post-tectoniques riches en K₂O calco-alcalin et post-tectonique II alcalin.....35

Figure 5. Diagramme Na-K-Al (atomique) du massif de Kidal. (1) Syénites, (2) granites hypersolvus hyperalcalines, (2') granites albitiques peralcalines, (3) granites métallumineux.....37

Figure 6. Diagramme Rb vs Sr pour le massif de Kidal.....37

Figure 7. Diagramme Ba vs Sr pour le massif de Kidal.....38

Figure 8. Diagramme AI (Na + K/Al vs. D.I. (Oz + Gold + Ab normatif).....40

CHAPITRE IV Le complexe annulaire du Messum, Namibie

Figure 1: Carte simplifiée : unités méridionales de la province namibienne de l'Etendeka, d'après Geological Survey (1980) et Milner et al., (1994)45

Figure 2: Image satellite du complexe du Messum (Namibie)47

Figure 3 : Carte géologique du complexe du Messum (Namibie). D'après Korn et Martin (1954), Harris et al. (1999), Ewart et al. (2002), et nos observations47

Figure 4 : Carte géologique du coeur alcalin du complexe du Messum. D'après Korn et Martin (1954), Harris et al. (1999), Ewart et al. (2002), et nos observations. Notation des collines d'après Harris et al. (1999).....48

Figure 5 : Schéma de l'évolution du complexe du Messum (Korn et Martin, 1954).51

Figure 6 : Coupe interprétative du Messum d'après Ewart et al. (2002).....52

Table de matières

Chapitre I : Généralités :

I.1.Introduction	11
I.2.Modèle de distribution des complexes annulaires Africains	13
I.2.1.Model de distribution tectonique	13
I.2.2.Model de distribution par âge	15
I.3.Contrôles du magmatisme	16

CHAPITRE II : Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal(Hoggar Central, Sud Algérie)

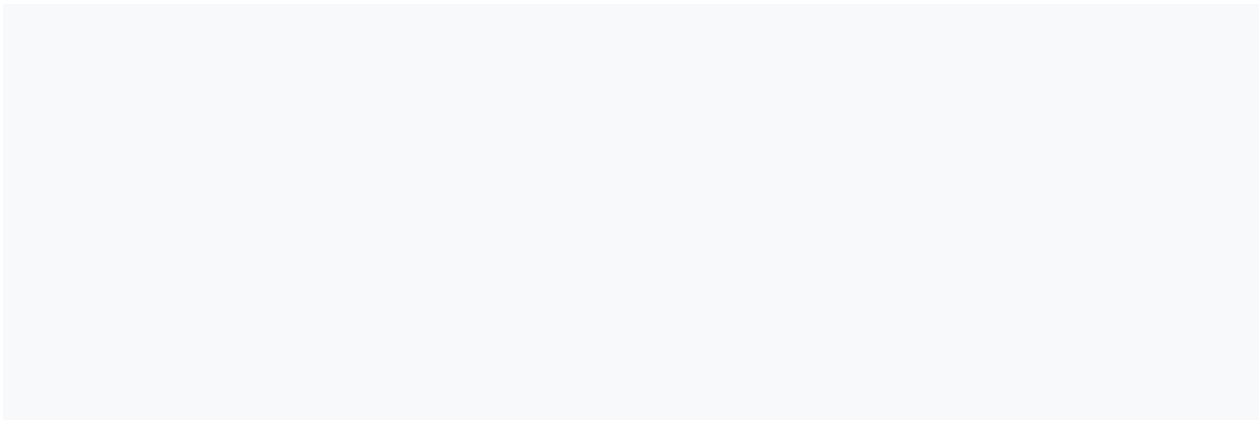
II.1.Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal(Hoggar Central, Sud Algérie).....	19
II.2.Contexte géologique.....	19
II.3.Géochimie isotopique.....	20
II.4.Discussion.....	22
II.5. Conclusion.....	24

CHAPITRE III :La province des complexes annulaires alcalins de l'adras des Iforas, Mali

III.1.Introduction.....	27
III.2.CADRE GEOLOGIQUE	27
III.3.LE COMPLEXE DE KIDAL-TIBELJELJELINE.....	31
III.4.Conclusion	40

CHAPITRE IV : Le complexe annulaire du Messum, Namibie

IV.1.Introduction	43
IV.2.Contexte géologique.....	43
IV.3. Le Messum.....	46
IV.3.1. Présentation générale.....	46
IV.3.2. L'âge du complexe du Messum	49
IV.3.3. Les relations du complexe avec son encaissant.....	50
IV.3.4. Modèles de formation du Messum et structure profonde	51
IV.4.Conclusion	52
V. Conclusion général.....	55



Introduction :

Les complexes annulaires sont le résultat d'interaction entre une activité magmatique et un amincissement crustal (exemple les complexes annulaires permien de Corse ; Bonin, 1982). La forme des complexes annulaires est une combinaison de la symétrie axiale d'origine magmatique et du champ régional de contraintes. En distension pure les complexes ont un contour parfaitement circulaire). En revanche dans le cas d'une transtension (distension+ décrochement cisailant), la forme géométrique des structures est elliptique. Les complexes annulaires se placent aux nœuds des réseaux de fractures lithosphériques. Le diamètre et l'espacement des complexes anorogéniques sont fonctions de l'épaisseur de la croûte. Et le mode de mise en place varie selon le volume de magma et ses paramètres physiques (Bonin, 1982).

Il y a probablement beaucoup plus de complexes annulaires dans l'Afrique que sur tout autre continent et la complexité de leur nature pétrographique, de leur structure, de leur distribution et les âges de mise en place fournit un très riche domaine d'études.

L'Afrique et le Bouclier arabe contiennent certains des provinces de complexes annulaire les mieux développées et le continent fournit ainsi une base de comparaison des activités intrusive similaire ailleurs.

Dans le cadre de ce mémoire nous avons choisi comme exemple trois structures représentatifs des structures annulaires en Afrique ; il s'agit de la structure annulaire d'Ishkel au Hoggar ; L'Adrar des Iforas en Mali et enfin le messum en Namibie.

Chapitre I

Généralités

I.1.Introduction :

Les classifications des complexes annulaires peuvent prendre plusieurs paramètres en compte, notamment la pétrochimie, chronologie et environnement tectonique, mais tout ceux-ci peuvent changer progressivement ou brusquement, même au sein d'un même complexe ou d'un groupe adjacent de complexes.

Il est nécessaire d'être sélectif dans le choix des structures annulaires a étudiés car il y a plus de 625 complexes connus en Afrique (**tableau 1**).

En dépit du fait que l'activité magmatique dans de nombreuses régions s'est reproduite à des temps différents et que des données géochronologiques fiables existent ; les données ne sont pas toujours disponibles, la manière la plus logique pour traiter le sujet puisque les données géochimiques manquent à de nombreux complexes, repose sur la base des groupes d'âge dans les associations provinciales. Six grands groupes d'âge sont distingués : Protérozoïque, Panafricain, paléozoïque précoce à moyen, tardif Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque (Tertiaire). Au sein de ces groupes, il y a 29 provinces de complexes intrusifs, comprenant plusieurs centaines de centres plutoniques individuels, bien que pour tenter les compter est difficile, d'autant plus que de nombreux les centres se chevauchent.

Le Tableau ci-dessous résume en grande partie les complexes annulaires Africain en fonction des groupes d'âge et des provinces pétrographiques.

Tableau 01 : Classification des complexes annulaires Africain en fonction des groupes d'âge et des provinces pétrographiques.

Tranche d'âge	Province-Lieu	Environ pas de	Diamètre des	Longueur totale de la province	Tranche d'âge ma
---------------	---------------	----------------	--------------	--------------------------------	------------------

		complexes séparés	complexes km		
1	Complexes d'anneaux protérozoïques				
1.1	Palabora	1	3	-	2050
1.2	Province d'Alk de Pllanesburg	6	5-27	300	1350-75
2	Complexes de l'anneau panafricain				
2.1	Bouclier araban-nubéen	154	5-20	1800	720-517
2.2	Taurirts	54	10-15	600	592-490
2.3	Flores	12	10-30	250	585-525
2.4	Province de Klvu	12	3-36	270	713-635
2,5	Province de N. Nyasa Alk	5	3-30	175	755-655
2.6	S. Malawl infracrustal	5	4-25	125	500
2.7	Kuboos-Province de Brême	2	1-30	300	553-518
3	Complexes annulaires du Paléozoïque précoce et moyen d'Afrique du Nord				
3.1	Monts Nouba, Soudan 4 3- 10	4	3-10	-	500-424
3.2	Bayuda-Vallée du Nil 60 1- 25	60	1-25	450	465-360
3.3	Uweinat 1 18	1	18	-	490
3.4	Aérien, Niger IO 2.5-65	10	2.5-65	325	487-374
	Complexes annulaires du Paléozoïque supérieur en Afrique de l'Ouest				
4.1	S. Damagarem, Niger	12	2-15	250	323-289
4.2	Tadhak	7	1-12	200	270-262

	Complexes cycliques hésozoïques				
5.1	Bayuda Désert	5	1-10	120	237-233
5.2	Cordofan	45	1-15	550	251-222
5.3	Granites nigériens plus jeunes	40	20-15	400	213-141
5.4	NuaneCsi Province	12	4-15	300	186-173
5.5	Province de Chilwa Alk	20	4-24	300	139-108
5.6	Lüderitz AIE Province	3	3	100	133
5.7	Province du Damaraland	14	4-16	370	194-126
5,8	Province d'Angola	36	5-10	700	159-138
5,9	Collines de la mer Rouge	35	2.5-10	350	229-221
5.10	Ceinture Soudan-Éthiopie- Ouganda	14	1-10	850	120
5.11	Soudan central	6	2-8	950	169-154
	Complexes Tertiaires Rin K				
6.1	Granits Ultimes	38	5-7	950	67-38
6.2	Uweinat	8	1-22	125	49-33
6.3	SE Egypte	1	5	-	55-40

I.2.Modèle de distribution des complexes annulaires Africains :

La localisation des complexes annulaires et leurs plutonites associés à travers le continent Africain, quelle que soit la lithologie, la chronologie ou province pétrographique montre plusieurs caractéristiques.

I.2.1.Model de distribution tectonique

Presque tous les complexes se produisent suivant un groupe linéaire parallèles, dans certains cas associés à des essaims de dykes, ou fractures, ou alignement de centres, généralement parallèles à la direction des roches encaissantes.

De nombreux réseaux de centres ignés partagent une direction globalement parallèle (par exemple, direction NE-NNE Cameroun Granites Ultimes, Angolan Alkaline Province, Province de Damaraland, Kuboos-Brême Province, Province ignée de Nuanetsi, Collines de la mer Rouge d'Égypte, etc.).

Plusieurs groupes montrent des amas de complexes en échelon oblique par rapport à l'orientation apparente du groupe principale (par exemple orientation NW-NNW à Bayuda, Kordofan, Monts Nouba du Soudan contre la direction principalement du groupe N-S, ou NE-NNE direction local dans le groupe N-S du Niger-Nigerian Younger granits). De nombreux complexes se chevauchent et des centres migrants d'intrusion sont assez fréquents. Le mouvement implicite des formations peuvent être parallèles à l'orientation locale de petits groupes ou dans le sens de la bande de l'axe principal , mais également d'autres directions de chevauchement dans des directions complètement contraires ne sont pas rares (par exemple à Nuanetsi, Bayuda Desert, Nuba Montagnes, Nigéria, Taourirts du Hoggar, etc.).

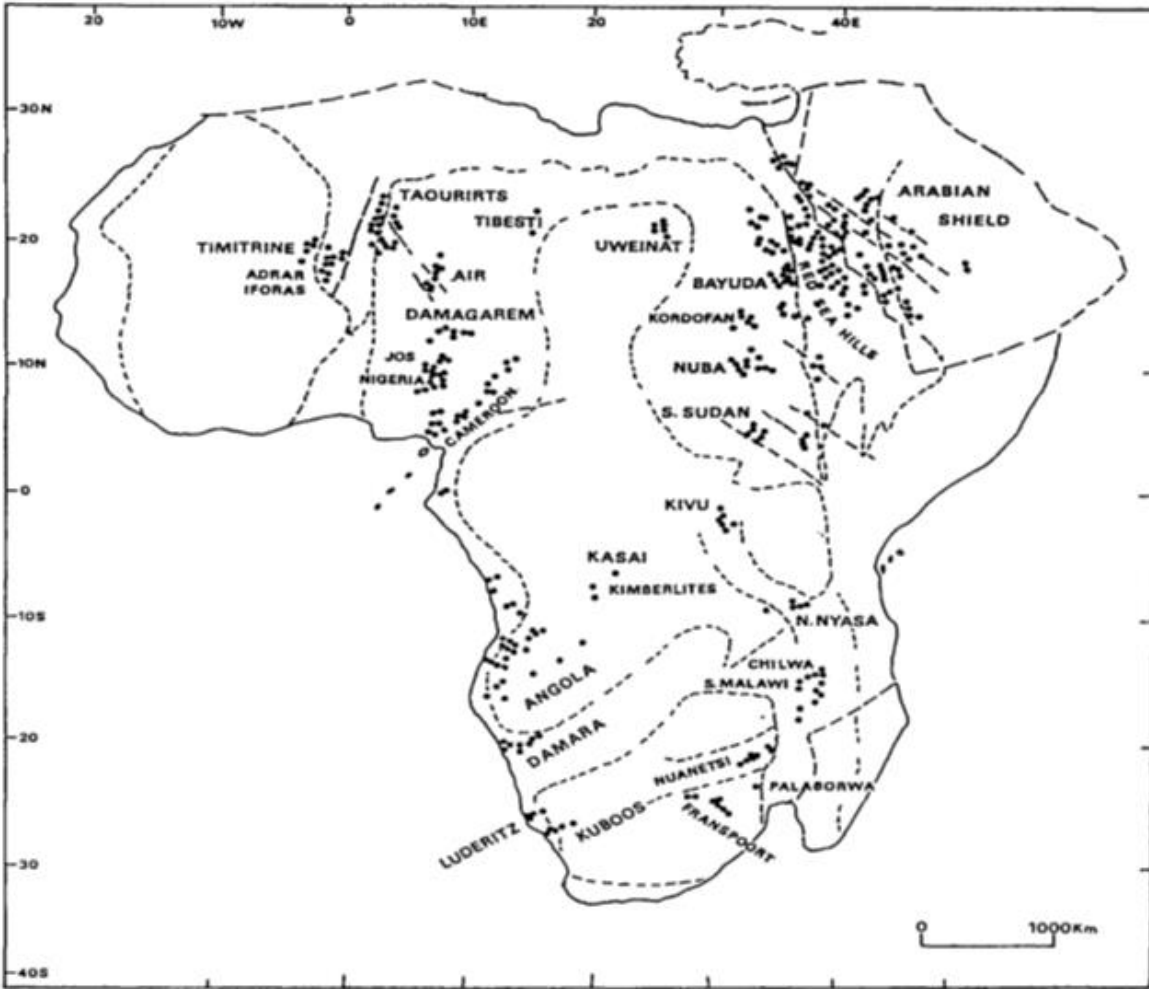


Figure 1 : Répartition des complexes annulaires et leur relation avec la structure tectonique panafricaine de l'Afrique. (Modifié après Black et al. 1985). Symboles : points noirs, complexes ignés ; lignes brisées gras, failles; Lignes pointillées, frontières tectoniques.

I.2.2. Model de distribution par âge :

Six groupes classés par âge sont reconnus en Afrique. Les paramètres qui contrôlent leurs mises en place sont variable. Il y a un chevauchement fortement marqué des complexes intrusif à des moments distincts et largement séparés dans de nombreuses provinces.

La tendances d'âge séquentielles apparentes du nord au sud pour certains des complexes de granit plus jeune L'Afrique de l'ouest a été discutée (Van Breeman et Bowden 1973; Bowden et al. 1976; Karché et Vachette 1976; Cahen et al 1984). Bien qu'un tableau séquentiel dans le temps de la fin du Précambrien au Tertiaire soit clairement évident en Afrique de l'Ouest, le linéament de distribution spatiale progressive des complexes est moins convaincant. De nouvelles données géochronologiques du Nord du Nigéria (Rahaman et al. 1984; Bowden et

Karché 1984 ; Bowden et Kinnard 1984), cependant, ont ajouté un soutien solide au concept du magmatisme migrant. Le magmatisme a été sporadique sur une période d' environ 700 Ma, et à certaines périodes était actif simultanément dans différentes parties du continent comme au Nigeria, Namibia et Zimbabwe. Il existe également des indications de larges changements de magmatisme avec le temps, par exemple de le Luderitz, à Damara, aux provinces d'Angola en sud-ouest de l'Afrique ou du Damara, à Nuanetsi, aux provinces de Chflwa dans le sud-est Afrique (fig. 2). L'activité ignée la plus persistante a été en Afrique de l'Ouest où les intrusions magmatiques s'est produit progressivement d'environ 590 à 40 Ma séparés par des périodes de repos allant jusqu'à 75 Ma de durée.

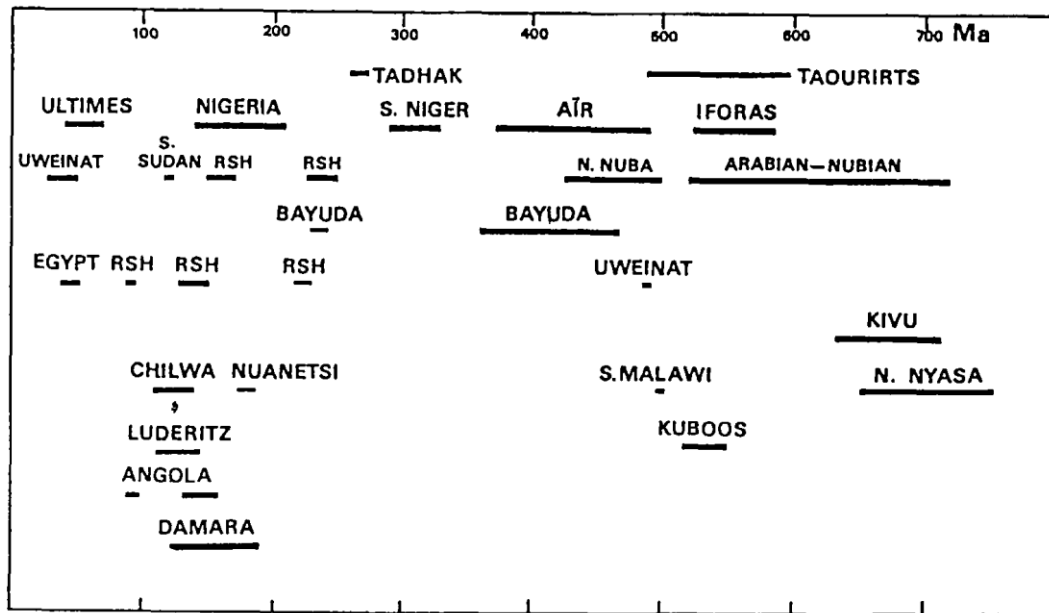


Figure 2 :Tranches d'âge des groupes des complexes annulaires Africain.

I.3. Contrôles du magmatisme :

Il existe deux majorités ou groupes de complexes annulaires dans L'Afrique qui se distinguent par leurs environnements tectoniques lors de la mise en place.

1 : Environnements de marge de plaque de la croûte océanique, généralement d'arcs insulaires volcaniques et de subduction magmatisme associés, et la marge continental adjacente.

Avec l'accrétion et la cratonisation le long des zones de collision l'environnement tectonique change, et le magmatisme évolue, généralement de calco-alcalin à alcalin. Tard-orogénique à post-orogénique des complexes intrusifs se sont formés à la fin des étapes de cette orogénèse. Des exemples de ceux-ci se trouvent dans les granites et syénites panafricains de le Bouclier arabo-nubien, les granites de Taourirts du Bouclier touareg, et les intrusions des Iforas sur bord du craton ouest-africain.

(2) Un magmatisme anorogénique intra-plaque se produit à travers le continent, et est le meilleur exemple dans les complexes du Phanérozoïque postérieurs à l'Orogénèse Panafricaine. Il y a eu des spéculations sur les contrôles et distribution de ce magmatisme anorogénique et suggestions identifiant les ceintures d'intrusions associées allant des granites et gabbros aux syénites, carbonatites et kimberlites ont été proposées (De Kun 1961 ; Garson et Campbell Smith 1958 ; Sousa Machado 1958; Vail 1967). Plus récemment il a été envisagé que la tectonique des plaques liée les zones de fractures, en particulier les failles transformantes et leurs profondes extensions continentales, pourraient influencer la localisation de centres magmatiques alignés (Marsh 1973 ; Garson et Krs 1976).

Il est évident que des failles majeures, telles que le Najd système dans le Bouclier arabe et le grand Fractures N-S dans le Hoggar (Boissonnas 1974) sont étroitement associés aux intrusions de haut niveau. En Egypte, De Gruyter et Vogel (1981) ont indiqué la relation entre les failles profondes à la mise en place de complexes annulaires. Lameyre et al (1984) ont proposé que le cisaillement contrôle en grande partie l'emplacement de bon nombre des provinces magmatiques. Fusion du manteau supérieur entraîne un bombage dû à l'augmentation du volume et d'où la tension et éventuellement le rifting. Rahaman et al. (1984) ont envisagé l'anomalie thermique comme étant épisodique et l'intrusion s'est produite depuis les profondeurs fractures propagées assises, contrôlées par des linéaments profonds de la croûte.

CHAPITRE II

**Le complexe annulaire d'âge Oligocène de
I'Achkal(Hoggar Central, Sud Algérie)**

II.1. Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal (Hoggar Central, Sud Algérie)

Le Hoggar (Sahara algérien) est un bombement d'échelle lithosphérique (Lesquer et al., 1988) associé à un point chaud (Aït Hamou et Dautria, 1994). Trois épisodes magmatiques récents y ont été identifiés. L'activité magmatique a conduit, dès l'Éocène supérieur, l'épanchement à son sommet, de trapps basaltiques d'affinité tholéitique. Elle s'est poursuivie, entre le Miocène et le Quaternaire, par l'édification, à sa périphérie, de plusieurs districts volcaniques alcalins. Une douzaine de complexes annulaires plutoniques à volcano-plutoniques, d'âge Oligocène, recoupent les trapps tholéitiques centraux. Le massif de l'Achkal est l'un d'entre eux.

II.2. Contexte géologique

Le complexe annulaire d'Achkal affiche une forme presque parfaite (4 km de diamètre) et une grande diversité de roches types (figure 1). Il empiète sur le gneissique précambrien du socle et une couverture représentés par des sédiments fluviolacustres du Crétacé et des basaltes tholéitiques de l'Éocène supérieur.

L'anneau extérieur est constitué de métagabbro et de leucogabbro, d'affinité tholéitique, datée à $29 \pm 0,6$ Ma (Maza et al., 1995) ; l'anneau intermédiaire est composé d'essexite et de monzonite d'affinité alcaline et la partie centrale de la syénite alcaline. Un territoire hybride constitué de roches hypovolcaniques avec de nombreuses caractéristiques de mélange affleurements sur la partie ouest du complexe. Annulaire et des essaims de dykes radiaux recoupent le complexe plutonique et rochers environnants. Une extrusion rhyolitique hyperalcaline tardive ($24 \pm 0,4$ Ma ; Maza et al., 1995) est exposée sur la partie interne du complexe. Il recouvre en partie l'intrusion syénitique, qui montre clairement que le complexe plutonique a été exhumé lorsque l'extrusion rhyolitique mise en place.

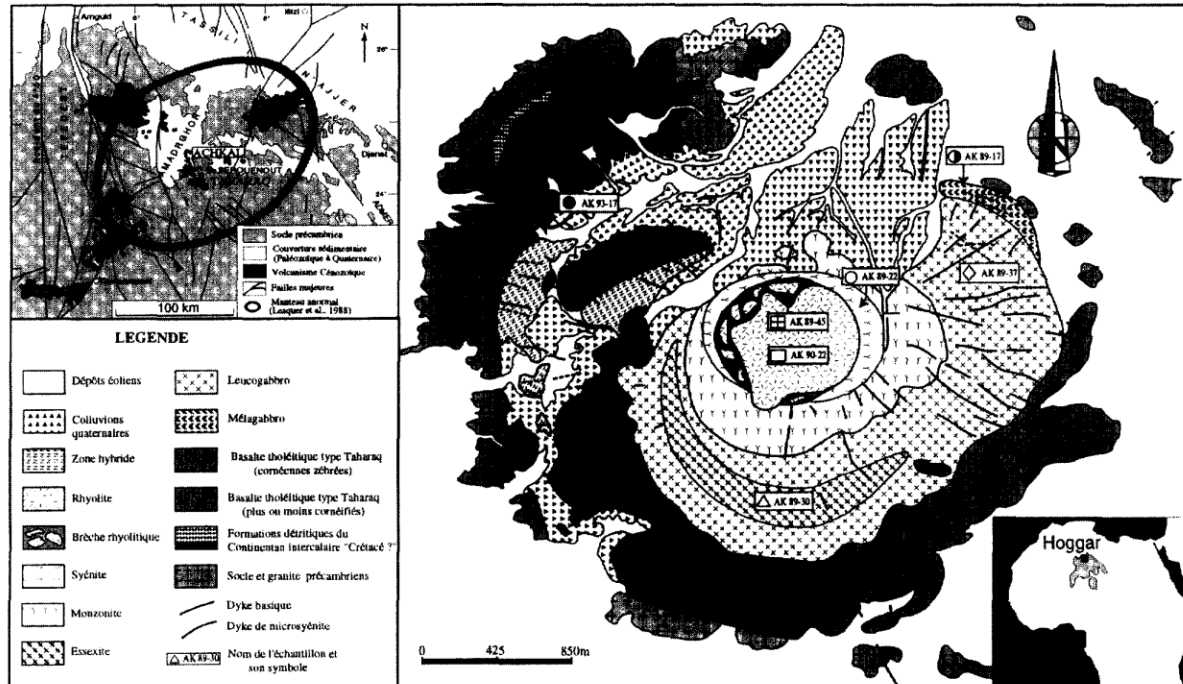


Figure 1 : Cartes de localisation et carte géologique détaillée du complexe annulaire oligocène de l'Achkal avec positionnement des échantillons analysés. (Mustapha Maza et al. 1998)

II.3.Géochimie isotopique :

Les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb ont été déterminé pour quatre échantillons plutoniques représentatifs, deux rhyolites et un échantillon de gneiss environnant (tableau).

Dans le diagramme Sr-Nd (figure 2), les compositions isotopiques initiales de l'ensemble de ces échantillons s'étalent le long de la zone de corrélation mantellique définie par les champs relatifs aux différents échantillons issus de magmatismes intra-océaniques (basaltes des dorsales (MORB) et des îles océaniques (OIB)). Les études géochimiques relatives à ces différents témoins des magmatismes ont permis d'identifier et de caractériser quelques grands réservoirs, tels que le manteau supérieur appauvri (DM : *Depleted Mantle*), des réservoirs plus profonds enrichis par le recyclage du manteau lithosphérique, de la croûte océanique et de sédiments marins de la croûte continentale (EM1 et EM2 : *Enriched Mantle 1 et 2*) et, enfin, un réservoir appelé HIMU caractérisé par un fractionnement exceptionnel du rapport U/Pb (Zindler et Hart, 1986). Le report des points expérimentaux dans la figure 2 montre que les termes les plus basiques d'affinité transitionnelle sont les plus radiogéniques en Sr et les moins radiogéniques

en Nd. Ces rapports sont comparables à ceux des basaltes du massif tholeitique voisin (Ai't Hamou et Dautria, 1994). Les roches différenciées plutoniques alcalines présentent des valeurs comparables à celles des basaltes alcalins périphériques tardifs (Aillègre et al., 1981 ; Dupuy et al., 1993), dont les caractéristiques isotopiques sont proches d'un pôle HIMU.

Dans les diagrammes Pb/Pb (*figures 3a et 3b*), les données couvrent presque intégralement la zone mantellique comprise entre les réservoirs HIMU et EM1, le gabbro de l'anneau externe étant le moins enrichi en Pb radiogénique et la syénite centrale la plus enrichie. L'ensemble des données se répartit sur une droite proche de la NHRL, sécante à celle-ci au niveau des roches plutoniques différenciées, qui, comme dans le diagramme Nd-Sr, présentent une affinité avec le pôle HIMU. Les échantillons de leucogabbro et d'essexite, d'une part, et ceux de rhyolites tardives, d'autre part, présentent des compositions intermédiaires entre ces deux extrêmes. La rhyolite hydrothermalisée présente un enrichissement préférentiel en Sr radiogénique (*figure 2*).

Tableau : Ages K/Ar (Maza et al., 1995), concentrations et compositions isotopiques des systèmes Sm/Nd, Rb/Sr et U/Th/Pb

Échantillon	AK 89-17	AK 89-37	AK 89-30	AK 89-22	AK 89-45	AK 90-22	AK 93-17
Type de roche	Malagabbro	Leucogabbro	Essexite	Syénite	Rhyolite	Rhyolite	Gneiss
Age (Ma)	29	29	29	29	24	24	
Nd(ppm)	13.1	69.78	90.04	62.75	123	141.9	80.36
S (ppm)	3.18	13.4	16.36	9.47	16.62	20.83	13.04
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51262(2)	0.51275(5)	0.512889(3)	0.51292(8)	0.51272(4)	0.51277(7)	0.51071(4)
Rp (ppm)	5.84	20.68	52.65	132.75	421.76	282.7	127.83
Sr (ppm)	186.72	848.97	1424.23	565.05	59.95	43.64	181.25
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70443(3)	0.70367(5)	0.70311(4)	0.70350(8)	0.71143(4)	0.71000(2)	0.77217(4)
U (ppm)	0.2	0.36	2.66	3.56	7.29	5.94	2.5

Th (ppm)	0.85	2.4	8.95	12.64	25.31	27	70.22
Pb (ppm)	1.9	3.8	3.1	8.9	3.3	4	35.61
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.322(2)	18.508(1)	19.676(2)	20.267	19.691	19.558(3)	18.484(3)
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.553(2)	15.5664(1)	15.638(1)	15.692	15.625	15.614(2)	15.926(2)
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.776	38.745(3)	39.457(4)	39.985	39.580	39.550(6)	47.598(7)

II.4. Discussion

Sur les différents diagrammes de corrélation, les données ne peuvent être expliquées par le mélange de deux pôles. Deux processus peuvent être envisagés, soit une contamination crustale des magmas lors de son ascension ou de son intrusion, ou des hétérogénéités de source. Comme l'Achkal est une petite structure annulaire, il pourrait représenter un seul pluton s'est différencié lors du refroidissement. Dans ces conditions, l'anneau basique le plus externe serait le plus contaminé par le sous-sol de gneiss environnant. Ceci est exclu sur la base de la répartition des données sur les diagrammes Pb-Pb (figure 3).

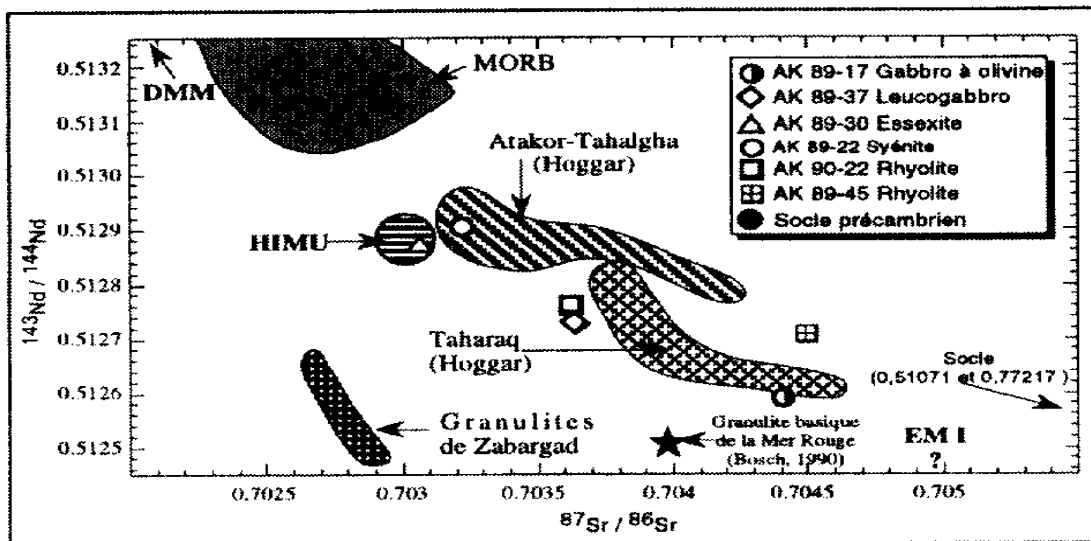


Figure 2 : Variations des rapports isotopiques du Sr et du Nd des roches plutoniques et volcaniques du massif de l'Achkal. Sr et Nd ont été mesurés suivant les protocoles définis par Richard et al. (1976) et Birck et Allègre (1978). Nd est corrigé à l'aide du rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Les valeurs mesurées des normes N8S987 et JMC361 sont, respectivement, de $0,71024 \pm 1$ et $0,51115 \pm 1$.

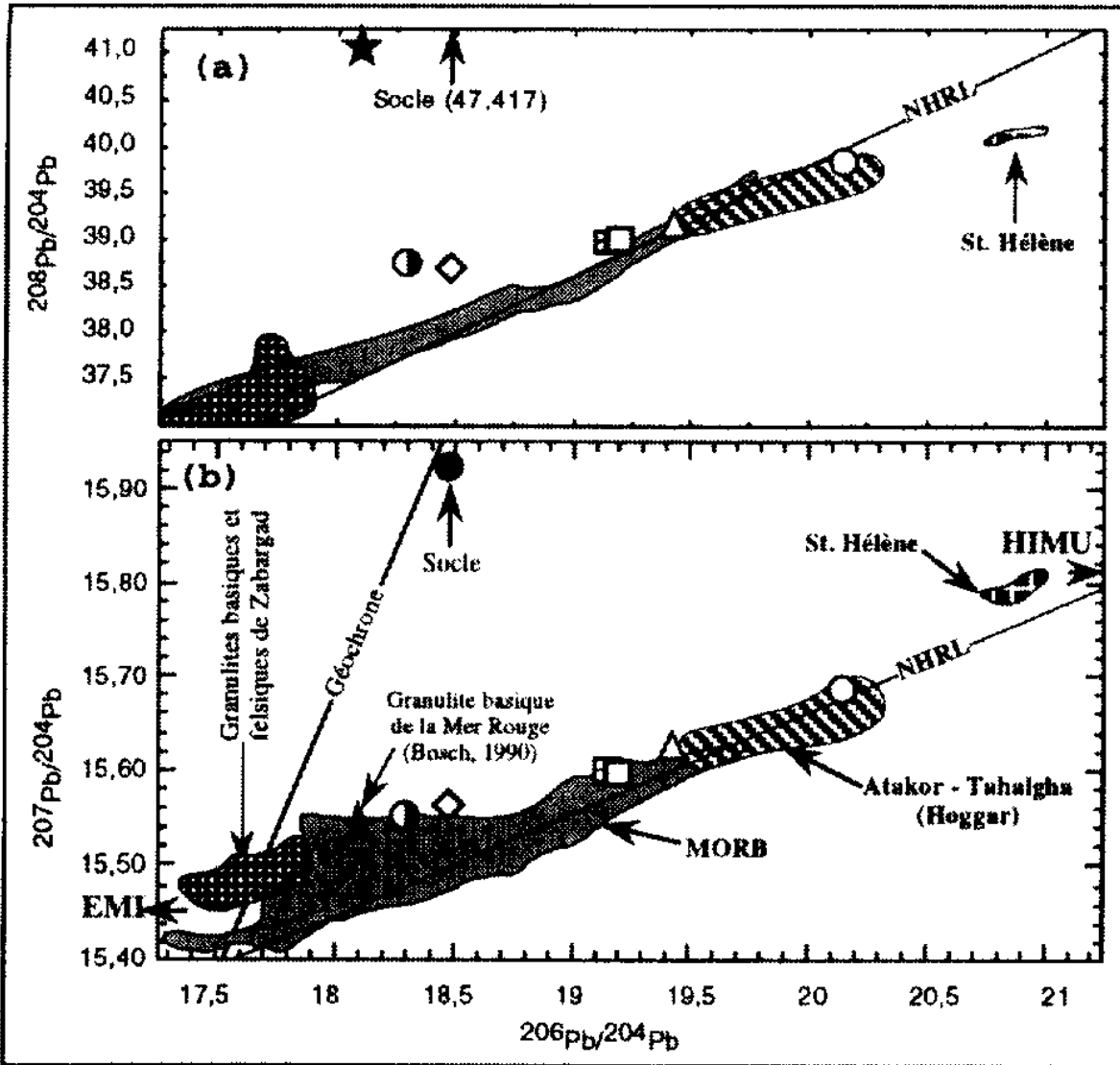


Figure 3. Diagrammes de corrélation Pb-Pb. Les séparations chimiques ont été effectu es suivant le protocole de Manh s et al., 1978. Le facteur correctif de discrimination de masse est de 0,13 % par euh. La NHRL (ligne de régression de l'hémisphère nord) (Hart, 1984) correspond à la droite de régression, trace grâce aux points des échantillons magmatiques intra-océaniques de l'hémisphère nord.

Suivant Bonin et Giret (1990), l'hypothèse de deux des chambres magmatiques peuvent être propos es. Le premier serait situé à un niveau peu profond dans la croûte supérieure et le second dans la croûte inférieure. Les magmas mafiques à l'origine des roches gabbroiques, avant de reconstituer la chambre haute, resterait en profondeur et réagirait avec le granulitique environnant. Au contraire, les syénites proviendraient à partir de magmas exempts de tels processus de contamination et ont progressé directement vers la chambre haute. Au centre

Hoggar, la croûte inférieure est constituée de roches métasédimentaires granulites feldspathiques et par des granulites mafiques d'origine (Leyreloup et al., 1982).

Par conséquent, les magmas gabbroïques et syénitiques probablement ont des origines distinctes. Le premier est tholéiitique et peut dériver de la fonte du manteau lithosphérique. Cela correspondrait à une phase magmatique associée au pic de l'activité des points chauds de Hoggar, comme le suggèrent Air Hamou et Dautria (1994) pour les trapps tholéiitiques voisins. Le magma à l'origine des syénites proviendrait d'un réservoir caractérisé par une composition de type HIMU similaire à celle impliquée dans la genèse du volcanisme Mio-Plio-Quaternaire (Allègre et al., 1981 ; Dupuy et al., 1993). Dans cette hypothèse, les leucogabbros et les essexites auraient été formé par le mélange de ces deux magmas. Ce modèle nécessite des remplissages successifs de la chambre peu profonde suivi d'injections concentriques des différentes roches plutoniques par affaissement du chaudron (Bonin, 1995).

La présence de lave rhyolitique hyperalcaline, 5 Ma plus jeune que les plutoniques, et avec une signature isotopique intermédiaire entre les gabbros et les syénites, est difficile à expliquer. Leur l'âge et l'affleurement excluent une origine commune avec la série plutonique. Ils résultent très probablement d'un épisode magmatique.

En raison de leur forte différenciation nature, la lave rhyolitique nécessite la formation d'une nouvelle chambre magmatique sous l'Achkal. Cet événement est probablement responsable de l'exhumation du complexe plutonique par le mécanisme de la caldeira résurgente. Tenant compte de leur forte alcalinité et âge tardif, il est difficile de déterminer leur signature isotopique intermédiaire par la participation de magma tholéiitique lithosphérique. En effet, étant donné le schéma général de l'évolution du magmatisme du Hoggar, ils doivent provenir d'un réservoir de type HIMU. Dans ces conditions, le plus hypothèse probable est donc les processus de contamination par gabbros tholéiitiques semblables à ceux de l'anneau externe. La nouvelle chambre magmatique aurait été générée à l'intérieur de l'intrusion gabbroïque.

II.5. Conclusion

A l'échelle du bombement du Hoggar, l'affinité du magmatisme a évolué, entre l'Éocène supérieur et le Mio-Plio-Quaternaire, de tholéiitique (basaltes constitués) jusqu'à alcalin (basaltes périphériques). Chacune de ces affinités se caractérise par des compositions isotopiques différentes (tendance EM1 pour la première, HIMU pour la seconde), déposés des origines

mantelliques différentes, manteau lithosphérique et manteau profond, respectivement. Cette évolution semble liée à la décroissance d'activité du point chaud au cours du temps.

Intermédiaire au point de vue âge (Oligocène), le complexe annulaire de l'Achkal est composé de roches plutoniques dont les affinités, pétrographiques ainsi qu'isotopiques, varie entre ces deux lignées magmatiques. Le plutonisme oligocène serait donc le temps de la transition de l'une à l'autre.

CHAPITRE III

La province des complexes annulaires alcalins de l'adras des Iforas, Mali

III.1.INTRODUCTION

La présentation de granites alcalins et hyperalcalins recoupant des plateaux rhyolitiques et des champs filoniens spectaculaires, au sein d'un vaste batholite calcoalcalin longeant la bordure occidentale de l'Adrar des Iforas a été reconnue par Karpoff (1960, 1961). Des travaux depuis 1975 ont mis en Evidence une province entière de roches alcalines sursaturées comprenant de grands complexes annulaires comparables à ceux du Nigeria et du Niger, et de les situer dans un cadre géodynamique panafricain.

L'objet de ce chapitre est d'exposer les traits majeurs de cette province intraplaque et de présenter les principales données structurales, pétrographiques et minéralogiques.

III.2.CADRE GEOLOGIQUE :

Les travaux pluridisciplinaires entrepris entre 1975 et 1980 dans cette région du Mali (iforas-Gourma) (Fig. 1) ont permis d'esquisser le contexte géodynamique et de présentateur un module de collision à la fin du Précambrien (600 Ma) entre la marge continentale passive du craton actif ouest-africain et une marge continentale fi la bordure occidentale du bouclier touareg (Black 1978, Black et al. 1979a, b, Caby et al. 1981, Fabre et coll. 1982). Cette collision est chapiteau :

(1) par une suture jalonnée d'anomalies gravimétriques lourdes (Bayer et Lesquer 1978, correspondant des complexes ultrabasiques et basiques et peut-être des ophiolites ;

(2) par la translation sur l'avant-pays ~ l'O et au SO de nappes comprenant des unités internes à faciès HP-BT (Caby 1980). A l'E de la suture une zone raccourcie, large d'une centaine de kilomètres, est composée d'assemblages volcan-détritiques Evoquant un milieu d'arc insulaire et de fosse marginale injectés de roches ultrabasiques, de gabbros et de diorites (Caby 1981). Cette zone d'accrétion pan-africaine traversée par de mégacisaillements subméridiens et apparemment d'Epourvue de crofte sialique ancienne, longe la bordure occidentale des Iforas. Cette région consistait en un domaine continental polydEformE, avec des vestiges de series de plate-forme et des dépôts volcano-d6tritiques faciès littoral sur un substrat sialique archEen ayant subi un métamorphisme dans le faci6s granulite h l'Ebur néen (2000 Ma), le tout repris au panafricain.

Un vaste batholite composite calco-alcalin souligne la partie frontale externe de ce domaine continental et se serait mis en place en liaison avec une paléozone de subduction à pendage E. Ce

batholite comprend des diorites et des tonalités pré-tectoniques à caractère calco-alcalin pauvre en K2O (715-620 Ma) contemporaines de la subduction, des granitoïdes (granodiorites et monzogranites) calco-alcalins potassiques tarditectoniques (620-590 Ma) et post-tectoniques (580 Ma) mis en place lors de la collision et de la surrection rapide de la chaîne. Le stade final du Pan-Africain est marqué par de nouveaux coulisements le long des mégacisaillements subméridiens et par des épisodes de distension accompagnés par l'injection de champs filoniens intrabatholitiques denses et spectaculaires (Figs 2 et 3). Les faisceaux filoniens précoces de direction ONO-ESE, à chimisme calco-alcalin potassique (Yenchichi et Telabit: microdiorites quartziques, micromonzonites à hornblende biotite et porphyres) et à tendance alcaline (Dohendal: microgranites, granophyres à amphibole biotite souvent riche en fluorine et felsites), sont envahis par le granite alcalin de Tahrmet. Ces réseaux ONO-ESE sont recoupés par d'importants champs filoniens N-S à caractère franchement alcalin composés de quelques filons de microgabbros, plusieurs générations de microsyénites quartziques, de granophyres, de rhyolites et de comendites, que l'on peut suivre sur une distance de plus de 250 km dans l'axe du batholite. Ces champs filoniens ont alimenté les plateaux de rhyolites subhorizontaux qui reposent en discordance sur le Groupe Volcanique d'Oumassène (basaltes et andésite), sur le batholite Erode (Tiralrar) et sur le granite de Tahrmet (Ichoualen). Enfin, toujours dans l'axe du batholite se sont mis en place les complexes annulaires sursaturés dont certains ont été affectés par des failles de décrochement sénestre de direction NNO. Cette phase de magmatisme alcalin a été datée à 560-540 Ma par la méthode Rb/Sr sur roches totales (Liégeois et Black 1983, 1984). Elle est tout à fait distincte de la province permienne sous-saturée du Tadhak sur la bordure du craton ouest-africain, 150 km à l'ouest (Liégeois et al. 1983, Sauvage et Savard 1985, Fig.1).

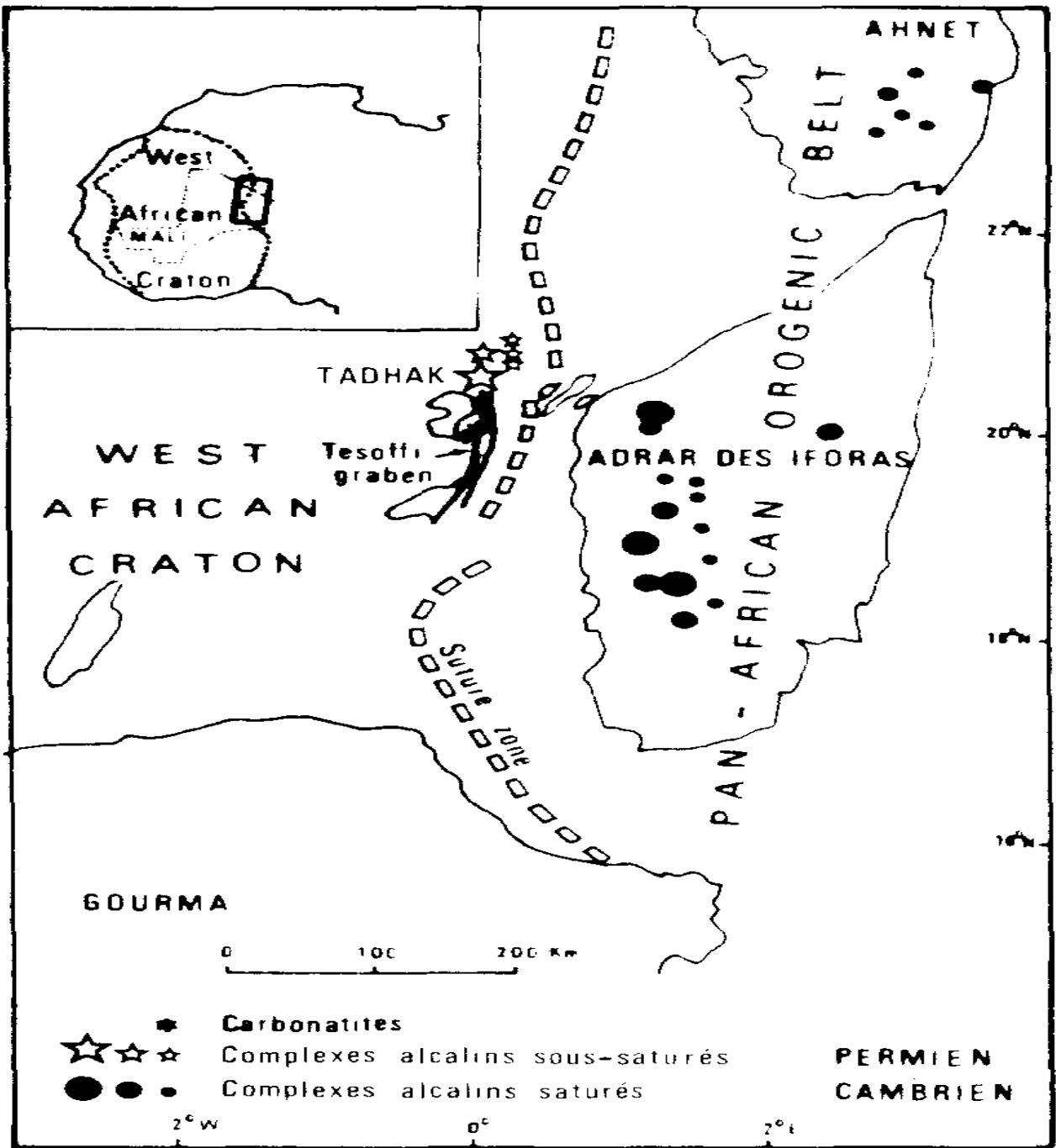


Figure 1. Carte generale schematique de la chaîne pan-africaine des Iforas séparée du craton ouest-africain par la zone de suture résultant de la collision entre les deux continents,

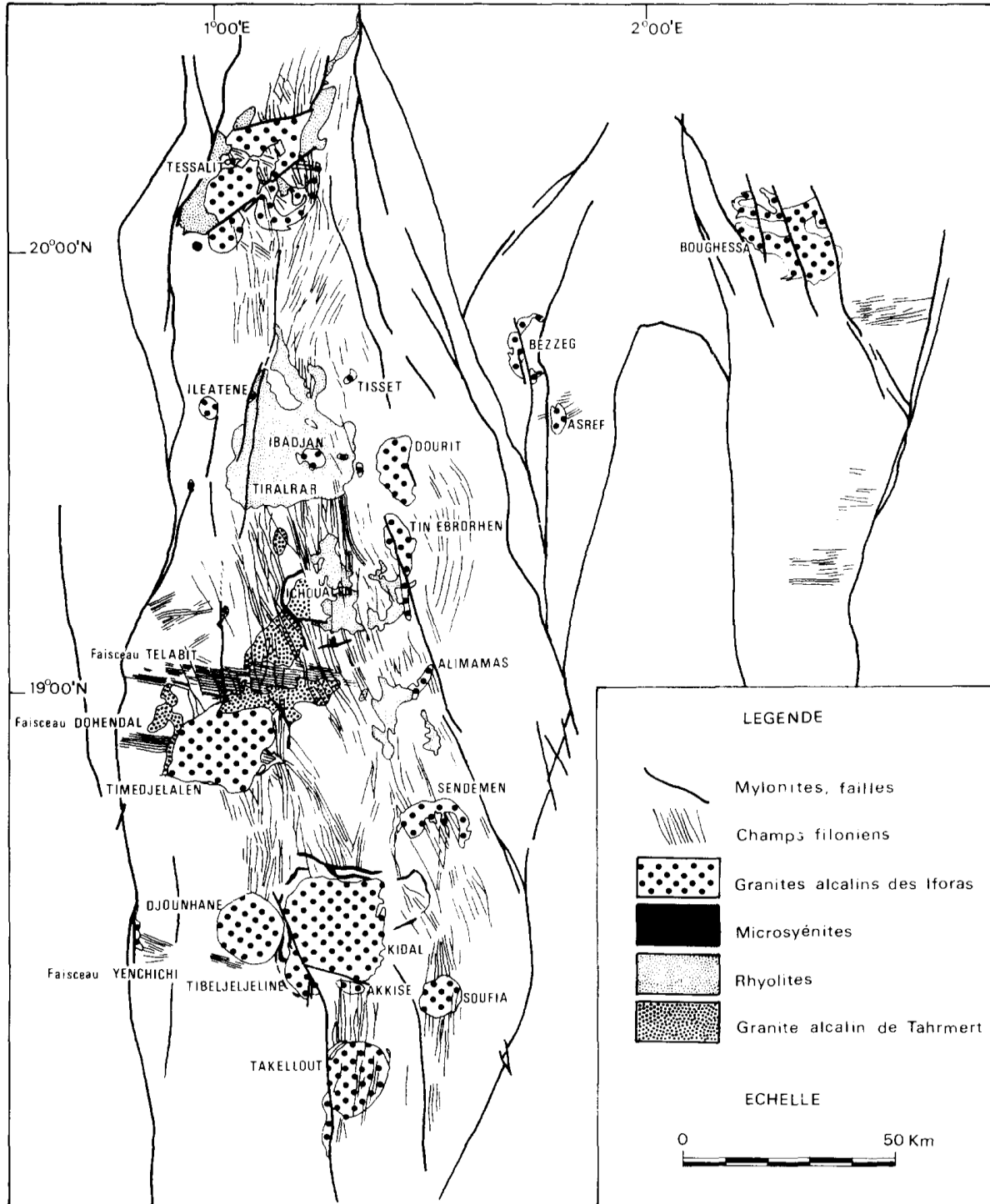


Figure 2. Carte géologique de la province alcaline des Iforas.

III.3.LE COMPLEXE DE KIDAL-TIBELJELJELINE : (Structure annulaire)

il constitue le plus grand des complexes annulaires de l'Adrar des Iforas (30 km de diamètre environ) (Figs 2 et 4). Kidal et Tibeljeljeline sont deux segments d'un seul complexe décalé par une faille de cisaillement sénestre d'orientation N-30°W avec un rejeu horizontal de 7 km avec une certaine composante verticale et par des failles secondaires NS-20°W.

Douze intrusions majeures le composent, essentiellement granitiques mais également syénitiques (Ba 1982). La complexité du tracé des contours s'explique par le grand nombre d'intrusions, par l'individualisation de plusieurs centres d'intrusions et enfin par les faibles pendages de nombreux contacts correspondant à des zones de toit, parfois décalés par des failles. L'interprétation de Kidal-Tibeljeljeline est confirmée par l'étude gravimétrique (Ly et al. 1984) qui indiquerait que l'épaisseur du granite alcalin dans la partie occidentale du complexe est beaucoup plus faible que dans l'est où elle a été estimée à 5 km. L'étude des contacts (bordures figées ou miarolitiques, enclaves, filons) a mis en évidence la succession suivante :

- (1) Microsyénite et syénite quartzique à $_ +$ fayalite + ferroaugite + amphibole + biotite (K 1).
- (2) Microgranite à amphibole + biotite (K2).
- (3) Granite grossier métalumineux (à perthite $_ +$ fayalite + hédénbergite + amphibole + biotite) à hyperalcalin (& perthite + hédénbergite aegyrinique + amphiboles calcosodiques et sodiques $_ +$ aenigmatite (K3) suivi d'un microgranite hyperalcalin (K 3).
- (4) Microgranite métalumineux à feldspath K + hédénbergite + amphibole + biotite et/à 2 feldspaths + amphibole + biotite (K4).
- (5) Granite fin à perthite $_ +$ amphibole + biotite + chlorite (K5) suivi de granite moyen h perthite + fayalite + amphibole + biotite (K 5).
- (6) Granite fin fi perthite + pligoclase + amphibole + biotite (K6).
- 7) Granite grossier à fin à perthite + oligoclase + amphibole + biotite (K7).
- (8) Granite fin à perthite + oligoclase + biotite + chlorite (K8).
- (9) Microgranite à perthite + oligoclase + biotite + chlorite (K9).
- (10) Granite moyen métalumineux (à $_ +$ fayalite + hédénbergite + hédénbergite aegyrinique + ferrorichtdrite + arfvedsonite + biotite) à hyperalcalin (à aegyrine + arfvedsonite + astrophyllite) (K10).
- 11) Granite grossier à perthite + amphibole + biotite (K 11).
- (12) Granite fin à microcline + albite + aegyrine + amphiboles calcosodiques et à microcline + albite + arfvedsonite (K12).

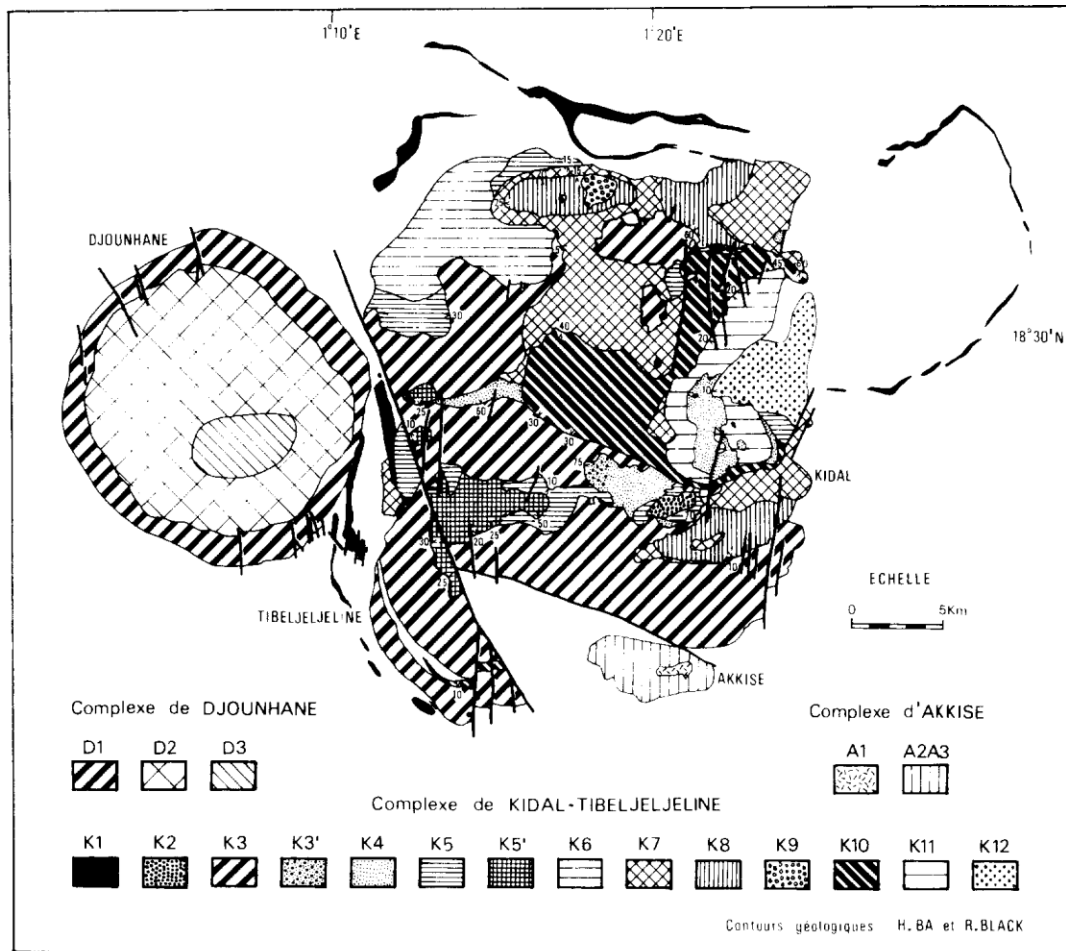


Figure 3. Carte géologique des complexes annulaires de Kidal-Tibeljelielme, de Djounhane et d'Akkise. K1 = microsénite et sénite quartzique à ferroaugite-amphibole-biotite + fayalite; K2 = microgranite à amphibole-biotite; K3 = granite grossier métallumineux (perthite-hedenbergite-amphibole-biotite + fayalite) à hyperalcalin (perthite-hedenbergite aegyrinique-amphiboles calcosodiques et sodiques + aenigmatite); K3' = microgranite hyperalcalin; K4 = microgranite métallumineux à FK-hedenbergite-amphibole-biotite et à 2 feldspaths-amphibole-biotite; K5 = granite fin à perthite-biotite-chlorite + amphibole; K5' = granite moyen à perthite-amphibole-biotite + fayalite; K6 = granite fin à perthite-oligoclase-amphibole-biotite; K7 = granite grossier à fin à perthite-oligoclase-amphibole-biotite; K8 = granite fin à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; K9 = microgranite à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; K10 = granite moyen métallumineux (hedenbergite-hedenbergite aegyrinique-ferrichterite arfvedsonite) à hyperalcalin (aegyrine-arfvedsonite-astrophyllite); K11 = granite grossier à perthite-amphibole-biotite; K12 = granite fin à microcline albite-aegyrine-amphibole calcosodique et microcline albite-arfvedsonite. A1 microgranite à amphibole-biotite; A2 = granite fin à perthite-oligoclase-biotite-chlorite; A3 = microgranite à perthite-oligoclase-amphibole-biotite. D1 = K3; D2 = K7; D3 = K8

Les filons annulaires de microsyénite (KI), en rides proéminentes dans le paysage, forment un réseau ramifié polygonal de plus de 40 km de diamètre, conserve à l'extérieur du massif. A pendage subvertical, ils varient de quelques dizaines de mètres à plus d'un kilomètre de large, et sont souvent composés de deux venues successives, la première à pâte fine, la seconde pâte microcristalline, ils sont tronqués par le granite grossier métalumineux à hyperalcalin (K3), qui couvre près des deux tiers de la surface du massif, et qui forme les principaux sommets constitués d'empilements de grosses boules. Sa mise en place aurait été accompagnée par l'effondrement d'un énorme bloc d'une trentaine de kilomètres de diamètre, découpé par une fracture de tension subhorizontale et par une fracture annulaire à fort pendage externe, dédoublée dans le SO (massif de Tibeljeljeline), comme en témoigne la conservation d'un écran de socle h forme arquée, mesurant 12 x 0,5 km; cet effondrement aurait permis la montée du magma K3 puis sa pénétration dans la zone de décollement sommital pour former un corps de forme tabulaire correspondant à l'étage supérieur de l'édifice. Ce granite est précédé par un microgranite K2 affleurant à 7 km l'OSO de Kidal, et suivi par un microgranite hyperalcalin K3,. Par la suite, des microgranites métalumineux (K4), reflétant la fragmentation du bloc de socle sous-jacent, marquent le début d'un cycle à tendance alumineuse.

Le granite fin hypersolvus à $_ + \text{amphibole} + \text{biotite}$ (K5) mis en place en dessous de K3 affleure en plusieurs endroits: à environ 7 et 15 km à l'OSO du village de Kidal, la première, forme deux petites structures annulaires à pendages externes; la deuxième en fer cheval et en partie oblitérée par une venue ultérieure (K5,) affleure dans le SO du massif de Kidal et dans le massif de Tibeljeljeline en intrusion plate en dessous de K3; enfin, dans le Nord, la troisième précède les granites subsolvus k6 et K 7 mis en place en dessous de K 3.

Le granite subsolvus h amphibole biotite (K7) est une des venues les plus importantes du complexe et illustre bien le mode de mise en place: dans la partie centrale du massif se présente en filon couche coiffée par K3 que l'on retrouve d'ailleurs en "roof pendants" de 0,5 à 2 km de diamètre; dans le N du massif et au SO de Kidal il forme deux structures annulaires à pendages externes, mesurant 8 x 3 km allongées E-O et OSO-ENE respectivement, de taille et de forme comparable à l'anneau de microsyénite découpant le bloc de socle au N du complexe.

Accompagnant de nouveaux effondrements dans ces deux centres, le granite fin subsolvus a biotite chlorite (K8) s'est mis en place h l'intérieur de K7, suivi dans le centre situé au N du complexe par le microgranite biotite chlorite (K9) ; la forme de l'intrusion annulaire au SO de

Kidal est bien définie, dans le N par des contacts à fort pendage (70°N), au centre par la présence d'un lambeau horizontal du toit (K7) et le long de la bordure SE par la conservation d'écrans plurimétriques de K 7 entre K 3 et K8 à faible pendage S. Le granite moyen hypersolvus métalumineux à hyperalcalin (K10) est une intrusion majeure qui inaugure un grand centre d'intrusion dans la partie centrale et orientale du complexe ; il se met en place au-dessous des granites K7 et K3, forme la coupole centrale à faibles pendages externes (20-40°), et par effet de faille s'ouvre vers l'E en deux bras arqués à forts pendages externes (65 ° dans le N), traçant la couronne externe du centre. Le granite grossier hypersolvus à amphibole biotite (K11) se met en place en dessous de K10 avec de faibles pendages de 20-25 ° et il est coiffé par des lambeaux de microgranites (K4) dont il contient de très nombreuses enclaves. Les granites fins hyperalcalins albitiques K12 occupent la partie orientale du centre et se présentent à l'O. sous forme d'un filon-couche à faible inclinaison vers l'O. passant en dessous du granite K11 et du microgranite K4.

Évolution géochimique :

Le grand intérêt de la province alcaline sursaturée de Iforas est qu'il suit de près un régime de subduction et collision. L'individualisation chimique de différentes familles calco-alcalines et alcalines apparaissent clairement sur un simple diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ (Fig. 4) (Liégeois et Black 1984). Ce cadre géodynamique, par opposition aux provinces anorogéniques Nigéria et Niger, est comparable à celle de complexes alcalins du bouclier nubio-arabe à la fin du Panafricain (Harris 1981) et de la Corse au Permien (Bonin 1980).

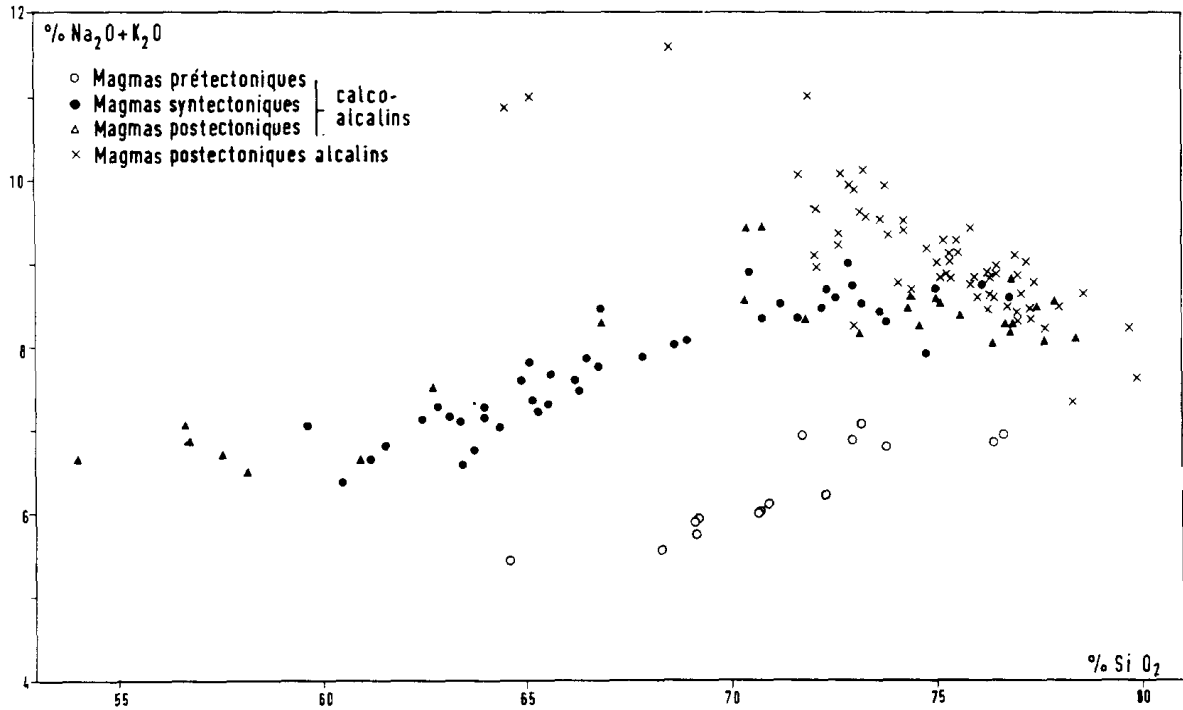


Figure 4. Diagramme SiO₂ : vs. Na₂O + K₂O de tous les termes du batholite Iforas (Liégeois et Black 1984) : magmas pré-tectoniques pauvres en K₂O calco-alcalin, syn- et post-tectoniques riches en K₂O calco-alcalin et post-tectonique II alcalin.

Comme nous avons pu le constater, malgré une assez grande diversité minéralogique, les types de roches constituant la province alcaline ont des compositions très limitées de la syénite de quartz au granite. Les analyses chimiques (Ba 1982, Hascoët-Fender 1983) permettent de faire ressortir les caractéristiques essentielles de ce magmatisme :

- (1) Toutes les roches sont riches en silice, syénites quartz contenant 64-68% SiO₂ et granites 72- 79% SiO₂.
- (2) Les teneurs en CaO et MgO sont toujours très basse. La faible teneur en CaO se reflète dans la nature plagioclase, qui dépasse rarement 15% d'anorthite. La faible teneur en MgO et le rapport FeOT/FeOT+ MgO élevé apparaît dans la nature des ferromagnésiens : fayalite, pyroxènes (hédénbergite, aegirine), amphiboles et micas ferrifères (lépidomélane).
- (3) Les teneurs en K₂O (4.0-5.6) et Na₂O (3.4-5.1) ne sont pas particulièrement élevés pour les granites. En proportion moléculaire, Na₂O est légèrement en excès sur K₂O.

(4) Les roches sont presque exclusivement hyperalcalines ($Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$) avec acmite normative et métaux ($Na_2O + K_2O < Al_2O_3 < Na_2O + K_2O + 2CaO$), ni acmite ni corindon dans le standard ; les faciès hyperalumineux ($Na_2O + K_2O < Al_2O_3 > Na_2O + K_2O + 2CaO$) sont rares et la teneur normative en corindon ne dépasse pas 1 %.

(5) Le fluor est toujours abondant, en particulier dans les granits.

(6) Le bore est déficient et la tourmaline est absente.

(7) Le thorium, le zirconium, le rubidium et les terres rares sont élevées. Spectres de terres rares présente des formes "mouettes" et sont tout à fait comparables à ceux des provinces alcalines sursaturés anorogéniques. Ces caractères généraux sont typiques des provinces anorogéniques intraplaques (cf. Nigeria, Niger, Soudan...).

La lignée hyperalcaline comprend des termes composés hyperalcalins métalliques et francs qui se distinguent des termes de la raie alumine par un rapport $Na + K/Al$ supérieur ou égal à 0,98. généralement un indice d'agpaïcité inférieur en CaO , FeO , T , MgO plus élevées.

Dans le cas de Kidal-Tibeljeljeline l'évolution allant des microsytites aux granites hypersolvus aegirine arfvedsonite, passant par des termes de transition à fayalite + hedenbergite + amphiboles calcium et sodium, devient à $Na + K/Al$ augmentant et K/Na sensiblement constants, alors dans le domaine $h K/Na$ hyperalcalin décroissant (Fig. 5). Cette évolution est parfaitement calquée sur celle des granites hypersolvus à tendance hyperalcaline corse (Bonin 1980, 1982). Un effet plagioclase accompagné de fractionnement minéraux colorés anciens (péridots, clinopyroxènes et amphiboles calciques) peuvent conduire à l'individualisation d'un liquide très alcalin mais tout de même saturé en alumine, le fractionnement intense des feldspaths alcalins (effet orthose) peuvent conduire de granites métalliques aux granites hyperalcalins. Ce stade magmatique est suivi d'une dissolution et d'une recristallisation en présence de phases fluides hyper alcalines fluoré au stade hydrothermal.

L'évolution du granit microcline hyperalcaline à albite par rapport au granite l'hypersolvus hyperalcalin se traduit par la constante à $Na + K/Al$ par une baisse du rapport K/Na (albitisation des feldspaths alcalin). Le contraste des évolutions se retrouve dans les diagrammes binaires Rb-Sr (Fig. 6) et Ba-Sr (Fig.7) sur les points représentatifs des analyses du granite hyperalcalin à albite microcline et quelques-uns des granites hyperalcalins hypersolvus se produisent dans le champs hydrothermaux de Bonin et al. (1978), alors que les autres se situent dans le domaine magmatique, témoignant fort fractionnement des feldspaths alcalins.

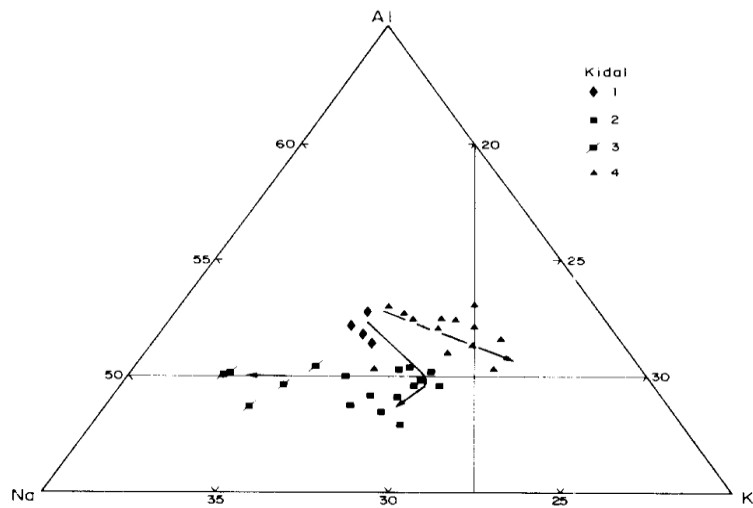


Figure 5. Diagramme Na-K-Al (atomique) du massif de Kidal. (1) Syénites, (2) granites hypersolvus hyperalcalines, (2') granites albitiques peralcalines, (3) granites métallumineux

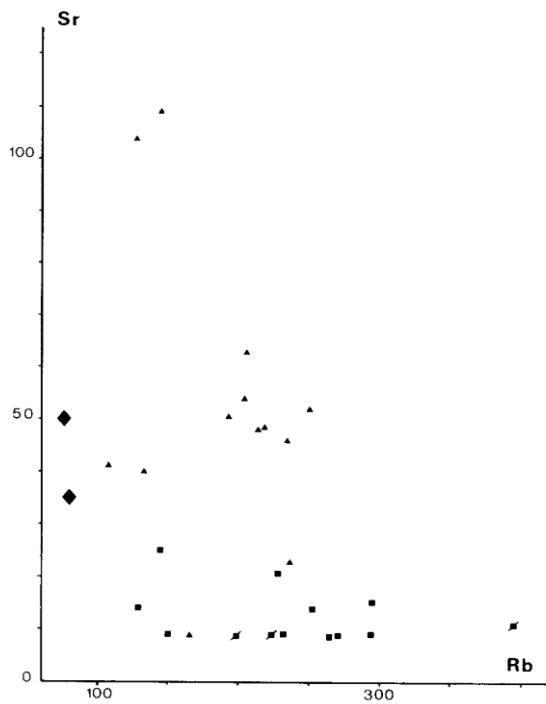


Figure 6. Diagramme Rb vs Sr pour le massif de Kidal. Mêmes symboles que Figure 5

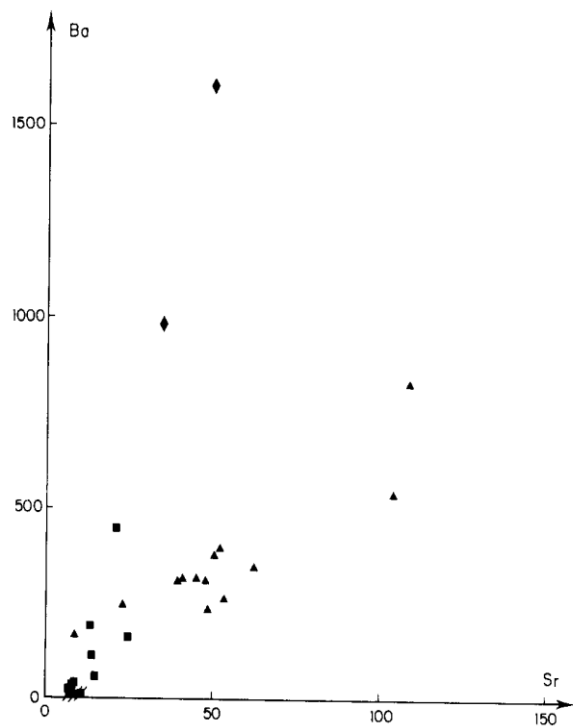


Figure 7. Diagramme Ba vs Sr pour le massif de Kidal. Mêmes symboles que Figure 5.

Dans ce schéma, jouer un rôle actif dans la différenciation feldspaths et minéraux calciques colorés (clinopyroxènes et amphiboles), les péridots étant par leur faible représentation tout à fait secondaire. Cependant, minéraux sodiques colorés (clinopyroxènes, amphiboles) et potassique (biotite) retiennent la composition des liquides et des fluides au solidus ou en dessous et ne peuvent pas être les moteurs de l'évolution. L'apparition de ces minéraux tardifs se produit dans milieu hyperalcalin, c'est-à-dire pour $Na + K/Al > 1$.

L'indépendance de la ligne alumineuse vis-à-vis la ligne hyperalcaline apparaît plus évidente dans le Diagrammes Rb-Sr (Fig. 6) et surtout Ba-Sr (Fig. 7). Les microgranites sont plus riches en Sr (100 p.p.m.), moins riches en Ba que les syénites (50 ppm Sr, 1000 ppm Ba). Cela suppose des sources proches indépendant, mais pas nécessairement d'origine primaire différent.

Pour tenir compte de la succession granite hypersolvus-granit subsolvus et l'identité des compositions, Martin et Bonin (1976) ont proposé un schéma de refusion en présence d'eau de granites hypersolvus : le

liquide saturé en eau obtenu donnerait les granites subsolvus. La fusion empêcherait ainsi les phénomènes de concentration métallique :

Les granites subsolvus, par la pauvreté de leur cortège métallogénique, contraste avec les granites albitiques, sièges d'altérations subsolvus et porteurs de nombreuses éléments (Bowden et Kinnaird 1978, Bowden 1979, Martin et Bonin 1976). L'origine même de la lignée alumineuse reste controversée. Prendre en compte la dualité des lignes granitique, plusieurs hypothèses ont été proposées :

(a) Dérivation des deux lignées à partir d'une souche commune par fractionnement (Jacobson et al. 1958, Black 1965, Upton 1974, Bonin 1980, 1982).

(b) Origine mantellique de la lignée hyperalcaline d'origine magmatique et crustale basique par anatexie induite de la lignée alumine (Bailey et Schairer 1966, Barker et al. 1975, 1976, Bowden 1970, Walker 1975, Wones 1974). L'absence de termes basique et intermédiaire empêche de conclure définitivement. Néanmoins, la présence sur le même isochrone à rapport initial $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ bien défini, à la fois pour massif de Kidal que pour celui de Timedjelalen (25 et 20 points, respectivement, Liegeois et Black 1984) suggère plutôt une origine commune. Cependant, car les microgranites alumineux ont des compositions en éléments traces moins évolués que les syénites et microsyténites, une séparation des lignées avant le stade des syénites et peut-être au début du processus magmatique est nécessaire. Ces deux lignes sont également très bien marquées sur le diagramme AI versus DI (Fig. 8).

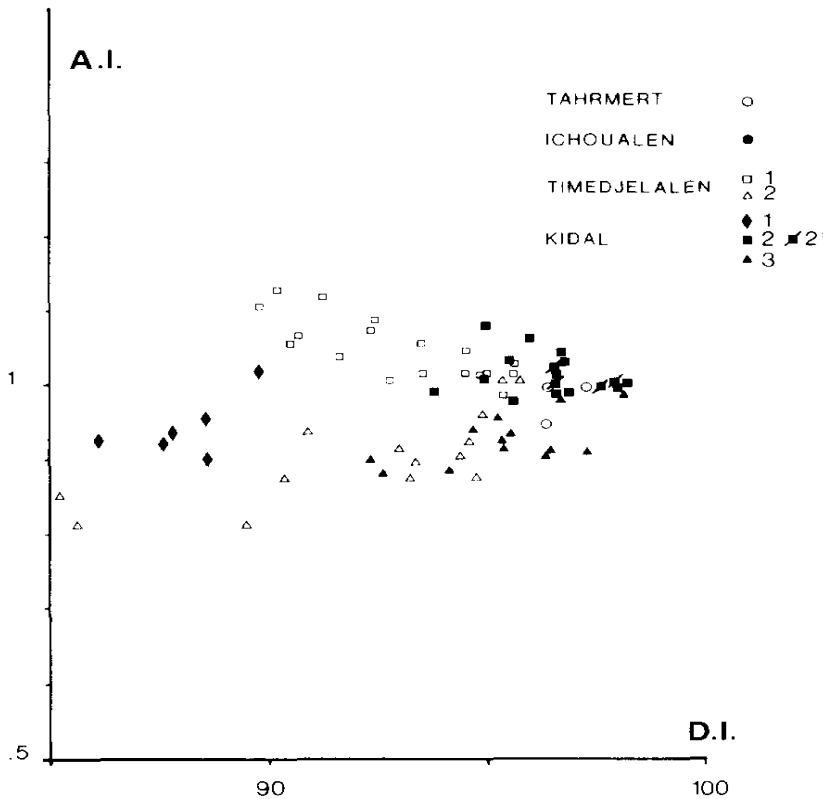


Figure 8. Diagramme AI (Na + K/AlI vs. D.I. (Oz + Gold + Ab normatif). Kidah mêmes symboles que sur la Fig. 5. Timedjelalen : (1) granites hyperalcalins, (2) granites métallumineux.

III.4. Conclusion :

La province alcaline sursaturée des Iforas fait suite à un régime de subduction et de collision marquant la fin du Pan-Africain. Elle présente des traits structuraux et une évolution pétrographique, minéralogique et géochimique avec une lignée hyperalcaline et alumineuse très comparables à ceux des Younger Granites beaucoup plus jeunes et franchement anorogéniques du Niger et du Nigéria.

Dans les deux cas, leur mise en place a eu lieu à faible profondeur dans un encaissant rigide essentiellement composé de granitoïdes panafricains traversés par des mégacisaillements et des failles décrochantes. Les seules différences que nous avons pu constater, sont les suivantes:

(1) Dans les Iforas, la tectonique de coulissement avec des périodes intermittentes de distension s'est poursuivie au cours de la mise en place des complexes comme en témoignent les champs

filoniens spectaculaires, la présence d'essaims de filons subméridiens intercalés entre les phases plutoniques dans un même complexe, et les décrochements subis par les massifs les plus anciens. On ne rencontre aucun vestige de structures volcaniques conserve au sein des complexes. Le volcanisme rhyolitique des Iforas est d'origine fissurale alors qu'au Nigeria et au Niger, les complexes annulaires jouent le rôle de volcans centraux.

(2) L'absence de termes basiques (gabbros-anorthosites). Néanmoins, les données gravimétriques (Ly *et al.* 1984) permettent de les soupçonner en profondeur. Par ailleurs, des microgabbros ont été observés en filons.

(3) Parmi les granites métalumineux, les facies subsolvus à perthites-oligoclase-chlorite sont abondants tandis que les facies hypersolvus prédominent au Nigeria et au Niger où les facies albitisés sont associés à des gneiss et sont porteurs de minéralisations. L'absence de cassitérite dans les Iforas s'explique peut être par le fait que les complexes recoupent des granitoïdes calcoalcalins d'origine mantélique (Liegeois et Black 1984) en contraste avec le Nigeria et Niger où les granitoïdes panafricains de l'encaissant d'origine essentiellement crustale ont déjà redistribué et concentré ce métal (Black 1984).

Nos préjuges actuels nous amènent à envisager une origine mantélique commune pour expliquer la remarquable similitude de ces complexes annulaires alcalins quel que soit leur environnement.

L'Adrar des Iforas dans son contexte géodynamique est un site privilégié dans le monde pour tenter de tracer le passage du calcoalcalin à l'alcalin dans un laps de temps très court et proposer un modèle pour expliquer le changement abrupt de source mantélique (Liegeois et Black 1983,1984).

CHAPITRE IV

**Le complexe annulaire du Messum,
Namibie**

IV.1.Introduction :

Ce travail porte sur la pétrologie du coeur alcalin du complexe annulaire du Messum (Namibie). Ce complexe appartenant à un ensemble de massifs anorogéniques Crétacé illustre la coexistence de roches dites alcalines, sous et sur-saturées en silice. Ce massif a fait l'objet d'études géochimiques (Ewart et al., 1998 ; Harris et al., 1999), mais aucun travail pétrologique moderne n'a été publié depuis sa description par Korn et Martin (1954) et Mathias (1956).

IV.2.Contexte géologique :

Le complexe du Messum est un massif cristallin anorogénique situé au nord-ouest de la Namibie dans le Damaraland (Fig. 1). Il est considéré comme faisant partie de la province des basaltes continentaux de Paraná-Etendeka (Ewart et al, 1998).

La province basaltique de Paraná-Etendeka s'étend de part et d'autre de l'atlantique sud, au Brésil, Argentine, Uruguay et Paraguay d'une part (Paraná), et en Namibie et Angola d'autre part (Etendeka). Le volume de magma émis est estimé entre 0.8 et 1,5 x 10⁶ km³ (Ewart et al. 1998, Renne et al.,1992), dont la majorité se trouve en Amérique du Sud, puisque seulement 2.5 x 10⁵ km³ sont exposées dans la partie Etendeka sur une surface de 80 000 km² (Renne, 1996, Deckart et al., 1996).

Les âges radiogéniques obtenus sur les massifs cristallins et laves de la province de l'Etendeka s'étalent entre 137 et 124 Ma (Milner et al., 1995). A l'intérieur de cette période, les âges obtenus sur les laves : 131.7 ± 0.7 Ma et 132.3 ± 0.7 (Renne, 1996, Glen et al., 1996) suggèrent une mise en place rapide sur une période de 2 Ma. L'activité des complexes serait donc plus étalée. Ces âges sont très comparables à ceux obtenus pour le Paraná (Renne et al., 1992). Ils montrent une activité magmatique intense au début du crétacé inférieur avec mise en place de laves et de plutons. Comme dans de nombreuses autres régions, le lien génétique entre ces différents ensembles n'est pas clairement défini.

Comme on peut le voir sur la carte géologique du nord-ouest de la Namibie (Fig. 1), le socle sur lequel se mettent en place les laves de l'Etendeka et dans lequel s'insèrent les complexes associés est composé principalement de deux unités :

- a. Le socle Damara constitué d'épaisses séries détritiques et parfois carbonatées protérozoïques fortement plissées par l'orogénèse pan-africaine, et de granites généralement per-alumineux post-orogéniques datés entre 590 et 460 Ma (Porada, 1989 ; Jung et al., 2003).
- b. Les séries sédimentaires détritiques et carbonatées du Karoo (faisant partie des terrains post-Damara), datées de la fin du Carbonifère et du Permien (Wanke, 2000), posées à l'horizontal sur les séries plissées du Damara. Les sédiments du Karoo affleurent tout autour des laves du Goboboseb, et sont en dessous. Au-dessus des terrains Karoo, on trouve une couverture cénozoïque et la couverture sableuse récente.

Les complexes plutoniques forment des alignements parallèles à un réseau de failles sud-ouest/nord-est (Fig. 1). Martin et al. (1960) classent les intrusions du Damaraland en trois grands groupes :

- a. Les intrusions peralcalines et carbonatitiques (Kalkfeld, Okorusu, Osogombo, Ondurakorume, Etaneno et Paresis),
- b. Les intrusions granitiques (Erongo, Spitzkoppe et Brandberg),
- c. Les complexes mixtes basiques et différenciés (Cape Cross, Doros, Okenyenya et le Messum).

Les complexes peralcalins sont situés à l'intérieur du pays, à l'extrémité Est des alignements. Parmi eux, trois intrusions comportent une forte proportion de carbonatites : Kalkfeld, Osongombo et Ondurakorume (Le Roex et Lanyon, 1997).

IV.3. Le Messum :

IV.3.1. Présentation générale

Le complexe du Messum est divisé, comme Okenyeny, en trois grandes unités :

- une unité tholéïtique constituée de gabbros et diorites,
- une unité de roches alcalines à quartz,
- une unité de roches à néphéline.

Comme le montre l'image satellite (Fig. 2), et la carte géologique du complexe (Fig. 3), ces trois unités forment des anneaux concentriques.

L'unité externe correspondant aux gabbros tholéïtiques forme deux puissantes barres massives ayant un relief de 200m au nord et à l'ouest du complexe, et de nombreuses petites rides peu élevées au sud-est. Dans cette partie, les gabbros en fins feuillets alternent avec des lames de granite. Cette différence morphologique est accompagnée d'une différence minéralogique.

Au nord et à l'ouest, les gabbros ont un caractère d'adcumulats à olivine, clinopyroxène et plagioclase, alors que la biotite et l'orthopyroxène se développent au sud-est. Cette différence n'est pas toujours très nette entre ces deux coté du massif. Au centre du complexe, notamment au nord et à l'est de New Year Hill (Fig. 4) des diorites à quartz doivent sans doute être rattachées à cette unité. Différents filons granitiques recourent les gabbros du nord-ouest.



Figure 2: Image satellite du complexe du Messum (Namibie).

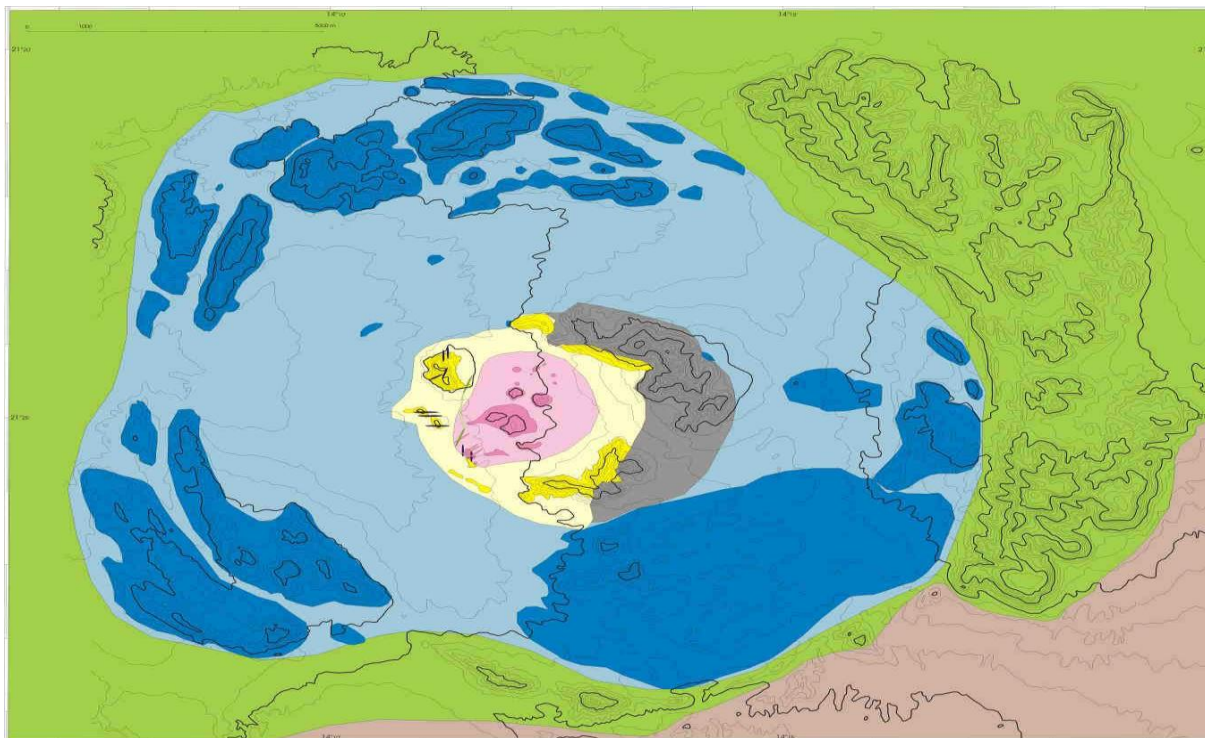


Figure 3 : Carte géologique du complexe du Messum (Namibie). D'après Korn et Martin (1954), Harris et al. (1999), Ewart et al. (2002), et nos observations.

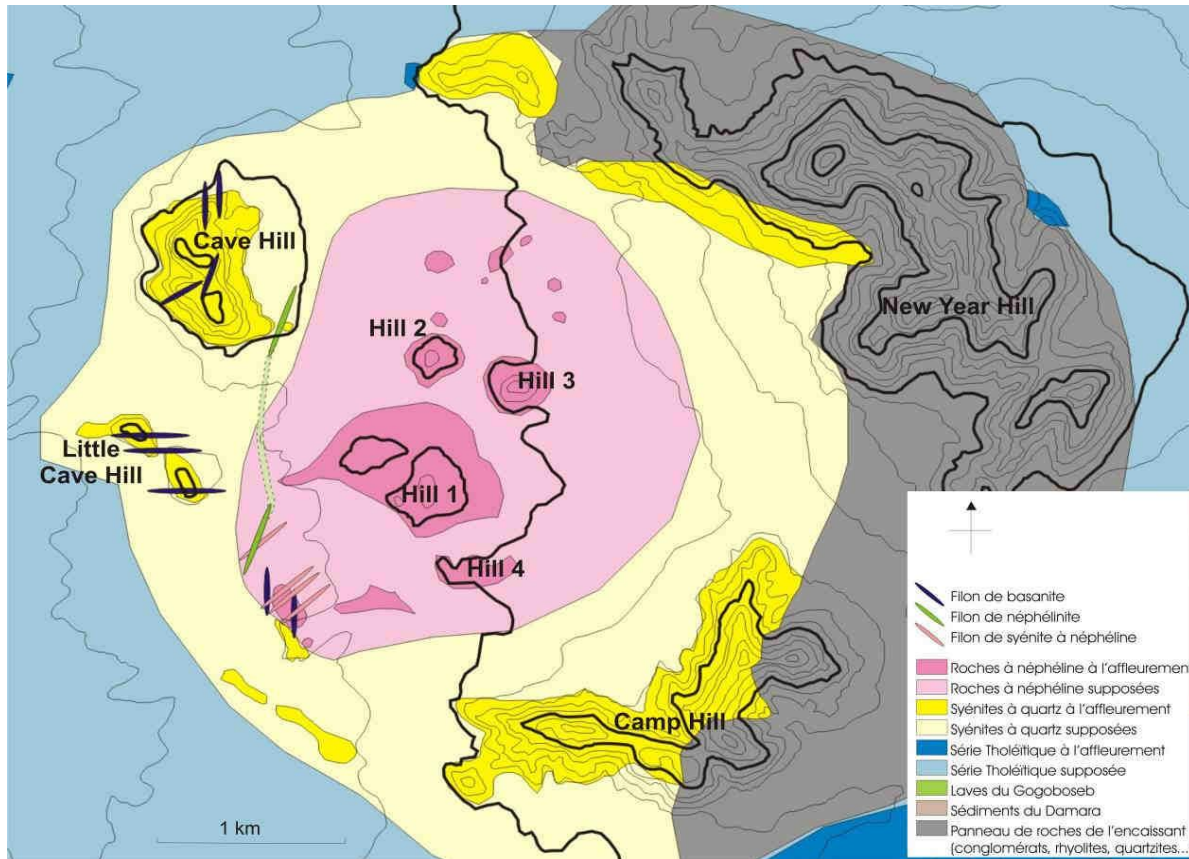


Figure 4 : Carte géologique du coeur alcalin du complexe du Messum. D’après Korn et Martin (1954), Harris et al. (1999), Ewart et al. (2002), et nos observations. Notation des collines d’après Harris et al. (1999).

L’unité intermédiaire est composée de syénites alcalines à quartz. L’ensemble dessine un anneau régulier mais non continu à l’affleurement d’environ un kilomètre de large. Ces syénites forment des reliefs assez importants atteignant 150 mètres. Dans le détail, à l’intérieur de chaque partie affleurent, on distingue des variations de faciès, de taille de grain et des différences de compositions minéralogiques, mais sans qu’il soit possible de mettre en évidence une zonation de l’ensemble. A certains endroits, notamment sur Cave Hill, on observe clairement deux faciès qui se mélangent, l’un clair, l’autre sombre, et qui sont des syénites à quartz respectivement pauvres et riches en ferromagnésiens .

L’unité interne est composée de roches alcalines à néphéline. On y trouve de nombreux faciès aussi différents que des théralites, des syénites à néphéline et sodalite, des essexites,

néphélinites, et monzodiorites à néphéline (ici appelées syénites à plagioclase). Les variations semblent très rapides : brutales ou sur quelques mètres, mais sans limites nettes avec toutes sortes d'intermédiaires et ne pouvant être cartographiés, à l'exception partielle des théralites.

Dans la moitié Est du massif, New Year Hill et une partie de Camp Hill apparaissent comme un vaste panneau complexe comportant des cornéennes volcaniques, des intrusions à grain fin, des laves basaltiques à rhyolitiques, des débris pyroclastiques, et des roches sédimentaires (Harris et al., 1999). Ce panneau est pincé entre les syénites à quartz et les gabbros tholéïtiques et atteste de la mise en place à faible profondeur du massif. Il est recoupé par de nombreux filons de syénites décrits par Korn et Martin (1954), Mathias (1956) et Harris et al. (1999).

Les zones basses du complexe sont généralement couvertes de formations récentes plus ou moins consolidées. Cependant, au sud-ouest entre les deux barres de gabbros et à l'entrée du sud du complexe, affleurent des granitoïdes variés. Leur extension est difficile à estimer.

IV.3.2. L'âge du complexe du Messum :

Sur le terrain, les relations entre les trois grandes unités du complexe du Messum semblent bien établies. Les syénites à quartz recoupent les diorites associées aux gabbros tholéïtiques (pointe nord de New Year Hill). Des filons de basanites recoupent les syénites à quartz sur Cave Hill ou sur Little Cave Hill. Les filons de basanites et de syénites à néphéline se recoupent mutuellement entre Little Cave Hill et la colline 4. Les basanites et les syénites à néphéline sont donc contemporaines et l'unité à néphéline est postérieure à l'unité à quartz.

Les datations absolues confirment cette chronologie. Les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mesurés par Renne et al. (1996) sont de 132.1 ± 0.7 Ma pour les gabbros du sud-est et non significativement distincts de ceux obtenus sur les diorites associées et un niveau «d'anorthosite», probablement cumulatif dans le nord du massif, (voir carte géologique au 1/250 000 d'Omaruru) appartenant à la même unité. Plus récemment, Renne et al. (2002) ont estimé l'âge des gabbros à partir de l'orientation magnétique des exsolutions de magnétite dans les clinopyroxènes, à 130 Ma en accord avec le résultat précédent. L'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ calculé par Renne et al. (1996) pour les syénites à néphéline est de 129.3 ± 0.7 Ma. Milner et al. (1995) donnent un âge Rb/Sr de 126.8 ± 1.3 Ma calculé pour une syénite à néphéline.

IV.3.3. Les relations du complexe avec son encaissant :

L'encaissant proprement dit du Messum est constitué des séries détritiques protérozoïques du Damara et des granites du paléozoïque inférieur d'une part, et les séries sédimentaires jurassiques du Karoo d'autre part, qui dans la région sont très peu épaisses (Wanke, 2000). Cependant cartographiquement le complexe du Messum n'est pas en contact direct avec cet ensemble. Sur le terrain, les roches immédiatement en contact avec le massif sont les laves du Goboboseb. Il est difficile de préciser l'âge relatif de ces roches par rapport au massif. Sont-elles antérieures ou synchrones de la mise en place de l'intrusion ?

Les laves du Goboboseb forment un empilement de coulées d'au moins 600 m d'épaisseur (Ewart et al., 1998a). Ce sont des basaltes et des latites à quartz regroupés par Ewart et al. (1998a) en 4 grandes unités de bas en haut :

- 1) « Tafelkop Basalt Member »,
- 2) « Goboboseb Quartz Latite Member »,
- 3) « Messum Mountain Basalt Member »,
- 4) « Springbok Quartz Latite Member ».

Ces laves sont datées entre 131.7 ± 0.7 et 132.3 ± 0.7 Ma d'après Renne et al. (1996). Les différences d'âge entre les laves et les gabbros du Messum sont à l'intérieur de l'incertitude analytique.

Selon Milner et Ewart (1989), « Tafelkop Basalt Member » et « Messum Mountain Basalt Member » sont constituées de tholéïtes à quartz ou à olivine chimiquement très proches des gabbros du complexe du Messum. Leur répartition géographique autour du Messum mène Milner et Ewart à la conclusion que le complexe du Messum est le centre d'émission de ces laves. De même, pour les latites à quartz réparties autour du complexe, on peut trouver des équivalents chimiques de ces laves en intrusions. Milner et Ewart (1989) signalent des monzonites à quartz, à la bordure est du Messum ainsi qu'en intrusion dans les laves du Goboboseb, de mêmes compositions chimiques que les latites à quartz.

Ewart et al. (2002) considèrent que le complexe est limité par une faille bordière subcirculaire, mais aucune observation n'a été faite. Les laves périphériques du Goboboseb ont un pendage constant de quelques degrés ($1-3^\circ$) vers le centre du complexe. A l'approche de la faille bordière supposée, le pendage augmente fortement : 40° au nord-ouest (Korn et

Martin, 1954), 70 à 80° au sud-est (Ewart et al., 2002).

IV.3.4. Modèles de formation du Messum et structure profonde :

Comme indiqué précédemment,

Korn et Martin décrivent pour la première fois le complexe du Messum en 1954, et Mathias en 1956 en fait une étude pétrologique plus détaillée. Ces différents auteurs sont d'accord sur les grandes étapes de l'histoire du complexe, et l'interprétation des différentes unités.

Les principales étapes (Fig. 5) sont :

I : Construction d'un cône volcanique constitué d'alternances de coulées de basalte et de pyroclastites partiellement acides sur un socle formé de schistes plissés de la série du Damara.

II : Mise en place de gabbros dans les dépôts volcaniques non consolidés.

III : Effondrement de la partie centrale du volcan et formation d'une caldeira. Des granites se mettent en place dans les fissures.

IV : La subsidence continue, et une partie des dépôts volcaniques sont transformés en granophyres, monzonites et diorites par des fluides associés à un liquide granitique qui remonte.

V : Intrusion de microsyénite dans les dépôts volcaniques du centre du volcan, que l'on retrouve en filon sur New Year Hill (non échantillonné lors de notre campagne de terrain).

VI : Intrusion d'un magma foyaitique au centre du volcan, puis syénitisation et néphélinisation des dépôts encaissants. Mise en place tardive de filons de basanite à néphéline.

L'hétérogénéité, mélange complexe entre un faciès sombre qui semble en relique et un faciès plus clair dominant dans les syénites à quartz, et le caractère tardif de la néphéline qui se développe localement aux dépens du plagioclase (Mathias 1956, 1957), sont des arguments

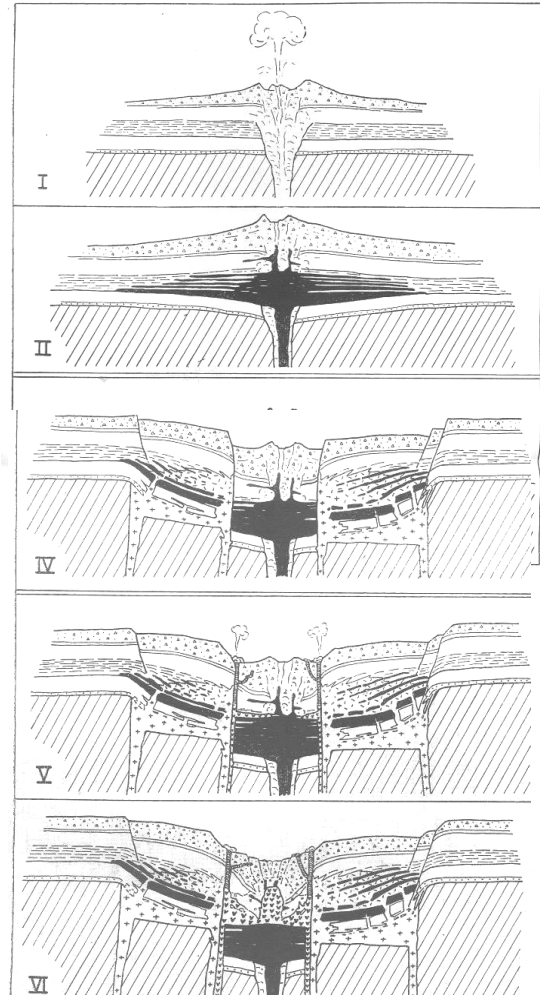


Figure 5 : Schéma de l'évolution du complexe du Messum (Korn et Martin, 1954).

justifiant l'hypothèse de syénitisation et néphélinisation de Korn et Martin (1954) et Mathias (1956, 1957).

Ewart et al. (2002) proposent un modèle alternatif d'édification du complexe en plusieurs étapes. La mise en place rapide des laves du Goboboseb est suivie d'une phase de subsidence de la zone centrale : zone de sortie des laves où se trouve le complexe.

Cette subsidence rend compte du pendage fort vers le centre du complexe des laves du Goboboseb. L'intrusion de grands volumes de granitoïdes (supposés être présents au centre du complexe) induit une remontée du complexe le long de la faille bordière. Enfin se mettent en place les gabbros tholéïtiques, complètement dissociés de l'épanchement des basaltes tholéïtiques, puis des roches alcalines sur et sous-saturées en silice. Ce modèle peu contraint à l'intérêt d'expliquer la présence du complexe au même niveau structural que les laves dont il serait la source (Milner et al., 1990) (Fig. 6).

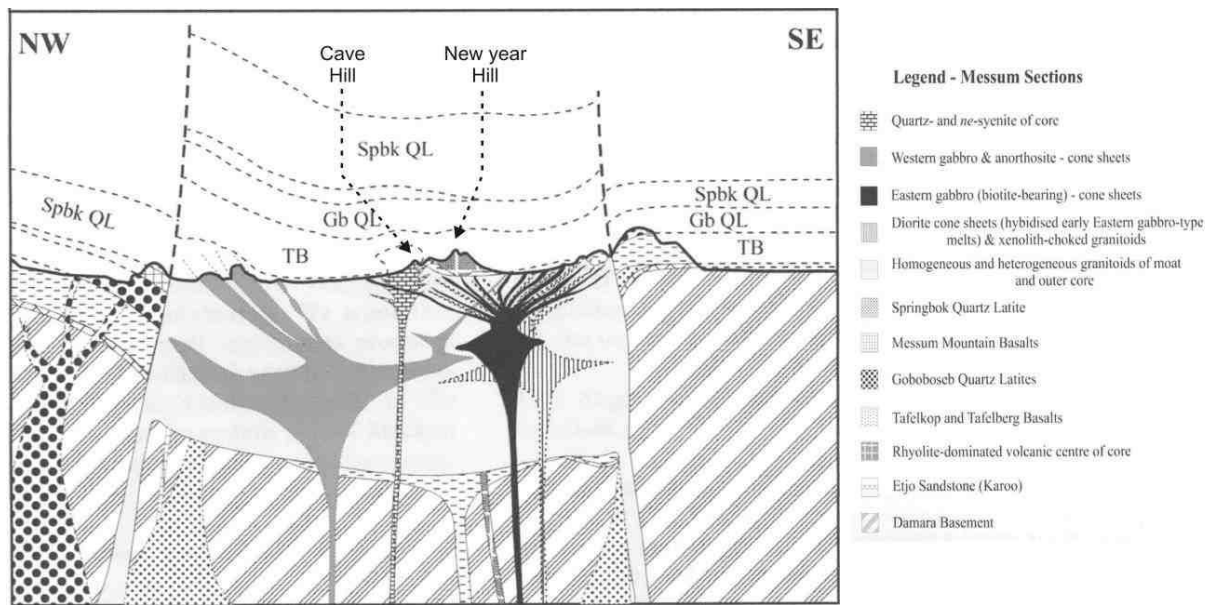


Figure 6 : Coupe interprétative du Messum d'après Ewart et al. (2002).

IV.4. Conclusion :

Le coeur alcalin du complexe du Messum est un objet complexe riche en informations sur la genèse et l'évolution des magmas alcalins. L'étude détaillée des paragenèses minéralogiques des roches sous- et sur-saturées en silice nous a conduit à plusieurs conclusions :

- La grande majorité des roches à néphéline dérivent de liquides de type basanite. Les

théralites sont des cumulats précoces à olivine, clinopyroxène, voire à plagioclase, formé à partir des basanites. Puis l'ensemble de la série évolue par une succession d'assemblages minéralogiques :

Olivine-Clinopyroxène-Plagioclase-Pargasite,

Clinopyroxène-Plagioclase-Pargasite-Néphéline,

Clinopyroxène-Pargasite-Néphéline-Feldspath alcalin, et enfin Clinopyroxène-Néphéline-Feldspath alcalin.

Dans cette succession, la pargasite apparaît comme un intermédiaire entre l'olivine qui disparaît par réaction péritectique, et la néphéline qui apparaît tardivement. Le plagioclase, de composition $An > 40$ dans les théralites, devient sodique avant de disparaître avec une composition proche de An_{15} . Le clinopyroxène très alumineux, devient proche d'un diopside à partir du moment où il cristallise avec la néphéline, puis devient alcalin.

- Quelques roches à néphéline ne peuvent être raccordées facilement à cette évolution : une néphéline à olivine et une syénite peralcaline. Ces roches se caractérisent par une activité en silice plus faible que leurs équivalents décrits plus haut, et par la présence très précoce de néphéline. Elles suggèrent l'existence d'une deuxième lignée sous-saturée en silice.
- Les syénites à quartz montrent une évolution de faciès à plagioclase et à des faciès à riebeckite. Cette évolution s'accompagne d'une augmentation de l'alcalinité des clinopyroxènes. Une deuxième évolution moins alcaline semble se dessiner vers des faciès à fayalite, édénite et hédénbergite.
- De nombreuses phases accessoires ont été décrites pour la première fois dans le massif du Messum :
 - Dans les roches à néphéline : spinelles chromifères et alumineux dans les théralites, wolhérîte, lavénite, baddeleyite et pyrochlore dans les syénites évoluées.
 - Dans les syénites à quartz : des minéraux de la famille des chevkinites et du pyrochlore.
- Les roches sur-saturées ne semblent pas pouvoir dériver des syénites à néphéline par contamination. Les unités crustales données par Harris et al. (1999) comme contaminants potentiels n'expliquent pas l'ensemble des différences chimiques et isotopiques entre les deux ensembles de roches. Nous n'avons pas de modèles thermiques satisfaisants pour étudier l'assimilation d'une forte proportion de matériel crustal par un magma alcalin sous-saturé en silice. Les seules indications d'évolution en système ouvert sont quelques xénocristaux :

pyroxène, peut-être spinelles alumineux, et brèches gabbroïques dans les roches sous-saturées en silice.

- Si la contamination crustale ne nous paraît pas être à l'origine des roches alcalines à quartz, nous avons montré une évolution de la série à néphéline en système ouvert notamment par des interactions avec les gabbros tholéïtiques. Se pose donc la question de l'origine des hercynites, voire des spinelles alumineux inclus dans les pyroxènes.

Conclusion générale

Les classifications des complexes annulaires peuvent prendre plusieurs paramètres en compte, notamment la pétrochimie, chronologie et environnement tectonique, mais tout ceux-ci peuvent changer progressivement ou brusquement, même au sein d'un même complexe ou d'un groupe adjacent de complexes.

L'Afrique et le Bouclier arabe contiennent certains des provinces de complexes annulaire les mieux développées et le continent fournit ainsi une base de comparaison des activités intrusive similaire ailleurs.

Il est nécessaire d'être sélectif dans le choix des structures annulaires à étudiés car il y a plus de 625 complexes connus en Afrique.

Dans le cadre de ce mémoire nous avons choisi comme exemple trois structures représentatifs des structures annulaires en Afriques ; il s'agit de la structure annulaire d'Ishkel au Hoggar ; L'Adrar des Iforas en Mali et enfin le messum en Namibie.

Le Hoggar (Sahara algérien) est un bombement d'échelle lithosphérique (Lesquer et al., 1988) associé à un point chaud (Ai't Hamou et Dautria, 1994). Trois Episodes magmatiques récents y ont été identifiés. L'activité magmatique a conduit, dès l'Éocène supérieur, l'épanchement à son sommet, de trapps basaltiques d'affinité tholéitique. Elle s'est poursuivie, entre le Miocène et le Quaternaire, par l'édification, à sa périphérie, de plusieurs districts volcaniques alcalins. Une douzaine de complexes annulaires plutoniques à volcano-plutoniques, d'âge Oligocène, recourent les trapps tholéitiques centraux. Le massif de l'Achkal est l'un d'entre eux.

La province alcaline sursaturée des Iforas fait suite à un régime de subduction et de collision marquant la fin du Pan-Africain. Elle présente des traits structuraux et une évolution pétrographique, minéralogique et géochimique avec une lignée hyperalcaline et alumineuse très comparables à ceux des Younger Granites beaucoup plus jeunes et franchement anorogéniques du Niger et du Nigéria.

Dans les deux cas, leur mise en place a eu lieu à faible profondeur dans un encaissant rigide essentiellement composé de granitoïdes panafricains traversés par des mégacisaillements et des failles décrochantes.

Le complexe du Messum est un massif cristallin anorogénique situé au nord-ouest de la Namibie dans le Damaraland. Le complexe du Messum est divisé, en trois grandes unités :

- une unité tholéïtique constituée de gabbros et diorites,
- une unité de roches alcalines à quartz,
- une unité de roches à néphéline.

Le cœur alcalin du complexe du Messum est un objet complexe riche en informations sur la genèse et l'évolution des magmas alcalins.

Référence bibliographiques

Black, R., Ba, H., Ball, E., Bertrand, J.M., Boullier, P.M., Caby, R., Davison, I., Fabre, J., Leblanc, M. and Wright, L.I. 1979. Outline of the Pan-African. géologie of Adrar des Iforas (Republic of Mali). Géol. Rdsch. 68, 543-564.

Black, R. and Girod, M. 1970. Late Palaeozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structures. In: African magmatism and tectonics (edited by T.N. Clifford and I.G. Gass). Oliver and Boyd, Edinburgh, 185-210.

Black, K., Jaujou, M. and PeUaton, C. 1967. Notice explicative sur la charte géologique de rAlr, a l'echeUe du 1:500 000. Dir. Mines Geol. Niger. Black, R., Lameyre, J. and Bonin, B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. J. Aft. Earth Sci., 3, 5-16.

Bowden, P., Hutchinson, J. and Turner, D.C. 1976. Paléozoïque and Mésozoïque âge trends for some ring complexes in Niger and Nigeria. Nature, Lond. 259, 297-299

Bowden, P. and Karche, J. P. 1984. Mid -plate A- type magmatism in the Niger-Nigeria anorogenic province: age variations and implications. In: African geology (edited by J. Klerkx and J. Michot). Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren, 167-177.

Bowden, P. and Klinalrd, J.A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian anorogenic ring complexes, with a Geological Map at the scale of 1:500 000. Geol. Jb. B56, 68 p.

Bowden, P. and Turner, D.C. 1974. Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger province, West Africa. In: The alkaline rocks (edited by H. S.Crensen). John Wiley, London, 330-351.

Marsh, J. S. 1973. Relationship between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. Earth planet. Sci. Lett. 18, 317-323.

Marsh, J.S. 1976. The Luderitz Alkaline Province, South West Africa III: The Pomona and Drackenberg Syenite Complexes. Trans. Geol. Soc. SouthAfr. 79, 168-176.

Vail, J.R. 1966. Dembe-Divula, a late-Karoo granitegabbro ring-complex in the Nuanetsi Igneous Province of Southern Rhodesia. Trans. Geol. Soc. SouthAfr. 64, 71-85.

Vail, J.R. 1967. Distribution of non-orogenic igneous complexes in southern Africa and their tectonic setting. Annu. rep. Res. Inst. african Geol., Univ. Leeds II, 33- 35.

Vail, J.R. 1972. A ring complex igneous province in northern Sudan. In: African Geology Ibadan 1970 (edited by T.F. Dessauvague and A.J. Whiteman), University Press, Ibadan, 163-177.

Vail, J.R. 1976. Location and geochronology of igneous ring-complexes and related rocks in north-east Africa. Geol. Jb., B20, 97-114.

Vail, J.R. 1982. Distribution and tectonic setting of post-kinematic igneous complexes in the Red Sea Hills of Sudan and the Arabian-Nubian Shield. Precambrian Res., 16, A41. (Full paper in Bull. Fac. EarthSCL, King Abdulaziz Univ. Jeddah 6).

Référence du complexe Hoggar

- Ait Hamou F. et Dautria J.M. 1994.** Le magmatisme cénozoïque du Hoggar : une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud, Bull. Serv. géol. Algérie, 5(1), 49-68
- Allègre C.J., Dupré B., Lambert B. et Richard P. 1981.** The subcontinental versus suboceanic debate. I. Lead-neodymium-strontium isotopes in primary alkali basalts from a shield area: the Ahaggar volcanic suite, Earth Planet. Sci. Lett., 52, 85-92
- Birck J.L. et Allègre C.J. 1978.** Chronology and chemical history of the parent body of basaltic achondrites studied by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ method, Earth Planet. Sci. Lett., 39, 37-51
- Bonin B. 1995.** *Pétrologie endogène*, Dunod, Paris, 336 p.
- Bonin B. and Giret A. 1990.** Plutonic alkaline series: Daly gap and intermediate compositions for liquids filling up crustal magma chambers, Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 175-187
- Bosch D. 1990.** Evolution géochimique initiale et précoce d'un rift : systématique isotopique Pb, Sr et Nd du diapir mantellique de Zabargad, de son encaissant gneissique et de son hydrothermalisme. Comparaison avec les sédiments méallifères et les MORB de la Mer Rouge. Conséquences géodynamiques et métallogéniques, Thèse, Université Montpellier 2, 231 p.
- Brueckner H.K., Elhaddad M.A., Hamelin B., Hemming S., Kröner A., Reisberg L. et Seyler M. 1995.** A Pan African origin and uplift for the gneisses and peridotites of Zabargad Island, Red Sea: a Nd, Sr, Pb, and Os isotope study, J. Geophys. Res., 100, no. B11, 22283-22297
- Dupuy C., Dostal J. et Chikhaoui M. 1993.** Trace element and isotopic geochemistry of Cenozoic alkali basaltic lavas from Atakor (Central Sahara), Geochim. J., 27, 131-145
- Hart A. 1984.** A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle, Nature, 309, 753-757
- Lesquer A., Bourmatte A. et Dautria J.-M. 1988.** Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, South Algeria) from gravity, thermal and petrological data, Tectonophysics, 152, 71-88
- Leyreloup A., Bodinier J.-L., Dupuy C. et Dostal J. 1982.** Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Central Hoggar (Algeria). Implication for the lower crust, Cont. Miner. Petr., 79, 68-75
- Manhés G., Minster J.-F. et Allègre C.J. 1978.** Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study in Saint-Severin amphoterite. Consequences on early solar system chronology, Earth Planet. Sci. Lett., 39, 14-24
- Maza M., Dautria J.-M., Briquieu L. et Cantagrel J.-M. 1995.** Massif annulaire de l'Achkal : un témoin d'un magmatisme alcalin d'âge Oligocène supérieur au Hoggar centro-oriental, Bull. Serv. géol. Algérie, 6(1), 61-77

Rémy J.-M. 1959. L'étude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amadror en Ahaggar (Sahara Central), Thèse, Paris, 189 p. Richard J.F., Shimizu N. et Allègre C.J. 1976. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts, Earth Planet. Sci. Lett., 31, 269-278

Stacey J.S., Doe B.R., Roberts R.G., Delevaux M.H. et Gramlich J.W. 1980. A lead isotope study of mineralization in the Saudi Arabian Shield, Contrib. Mineral. Petr., 74, 175-188

Stacey J.S. et Stoeser D.B. 1983. Distribution of oceanic and continental leads in the Arabian-Nubian Shield, Contrib. Mineral. Petr., 84, 91-105

Zindler A. et Hart S.R. 1986. Chemical geodynamics, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 493-571

Référence des complexes annulaires de l'adrar des Iforas, Mali

Black, R. 1965. Sur la signification pétro-génétique de la découverte d'anorthosites associées aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. C.r. Acad. Sci., Fr. 260, 5829-5832.

Black, R. 1978. Propos sur le Pan-Africain. Bull. Soc. géol. Fr. 20, 843-850. Black, R. 1984. The Pan-African event in the geological framework of Africa. Pangea 2, 6-16.

Black, R., Ba, H., Ball, E., Bertrand, J. M. L., Boullier, A. M., Caby, R., Davison, I., Fabre, J., Leblanc, M. et Wright, L. 1979a. Outline of the Pan-african geology of Adrar des Iforas (République du Mali). Geol. Rdsch. 68, 543-564.

Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Bayer, R., Bertrand, J. M. L., Boullier, A. M., Fabre, J. et Lesquer, A. 1979b. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. Nature, Lond. 278, 223-227.

Black, R., Lameyre, J. et Bonin, B. 1985. The structural setting of alkaline ring-complexes. J. Afr. Earth Sci. 3, 5-16. Bonin, B. 1980. Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse. Thèse Doct. d'Etat, Unit. P. et M. Curie, Paris, 756 pp.

Bowden, P. 1970. Origin of the Younger Granites of northern Nigeria. Contr. Miner. Petrol. 25, 153-162.

Bowden, P. 1979. Geochemical aspects of the evolution and mineralisation of the Nigerian Mesozoic anorogenic granites. Studia Geologica 14, 183-188.

Bowden, P. et Kinnaird, J. A. 1978. Younger Granites of Nigeria--a zinc-rich tin province. Trans. Inst. Min. Metall. 87, 66-69.

Bonin, B. 1980. Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux: l'exemple de la Corse. Thèse Doct. d'Etat, Unit. P. et M. Curie, Paris, 756 pp.

Bonin, B. 1982. Les granites des complexes annulaires. Bur. Rech. géol. minibre, Manuels et Méthodes 4, 183 pp.

Bonin, B. et Giret, A. 1985. Clinopyroxene compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline ring-complexes. J. Afr. Earth Sci. 3, 175-183.

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. Miner. Petrol. 65,425-432.

Liégeois, J. P. et Black, R. 1983. Preliminary results on the géologie and géochimie of the late Pan-African composite batholith of western Iforas (Mali). Abstr. 12th Colloq. Afr. Geol., Tervuren, 62.

Liégeois, J. P. et Black, R. 1984. Pétrographie et géochronologie Rb-Sr de la transition calco-alkaline-alkaline fini-panafricaine dans l'Adrar des Iforas (Mali): accretion crustale au Précambrien supérieur. Dans: Volume en Hommage à L. Cahen (Edité par Klerkx, J. et Michot, J.). Tervuren (In press).

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, Lond. 305, 42-43.

Martin, R. F. 1977. The association hypersolvus granite-subolvus granite-"solvbergite" at Andrew's point, Cape Ann, Massachusetts: a case of localised fenitization. Am. J. Sci. 277,273-287.

Martin, R. F. et Bonin, B. 1976. Water and magma genesis: the association hypersolvus granite-subolvus granite. Can. Miner. 14, 228-237.

Martin, R. F. et Bowden, P. 1981. Peraluminous granites produced by rock fluid interaction in the Ririwai nonorogenic ring complex, Nigeria: Mineralogical evidence. Can. Miner. 19, 65-82

Référence du complexe du Messum, Namibie

Ewart A., 1981, The mineralogy and chemistry of the anorogenic tertiary silicic volcanics of S.E. Queensland and N.E. New South Wales, Australia, Journal of Geophysical Research, vol. 86, p. 10242-10256.

Ewart A., Milner S. C., Armstrong R. A. and Duncan A. R., 1998a, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part I
Geochemical evidence of early cretaceous Tristan Plume melts and the role of crustal contamination in the Paraná-Etendeka CFB, Journal of Petrology, vol. 39, p. 191-225.

Ewart A., Milner S. C., Armstrong R. A. and Duncan A. R., 1998b, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II :

Voluminous quartz latite volcanism of the Awahab Magma System, *Journal of Petrology*, vol. 39, p. 227-253.

Ewart A., Milner S. C., Duncan A. R. and Bailey M., 2002, The Cretaceous Messum igneous complex, S. W. Etendeka, Namibia : reinterpretation in terms of a down-sag-cauldron subsidence model, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, p. 251-273.

Harris C., 1995, Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic anorogenic complexes of Damaraland, north-west Namibia : evidence for crustal contamination and its effect on silica saturation, *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 122, p. 308-321.

Harris C., Marsh J. S. and Milner S. C., 1999, petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia : evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination, *Journal of Petrology*, vol. 40, n°9, p. 1377-1397.

Korn H. and Martin H., 1954, The Messum igneous complex in south-west Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, vol. 57, p. 83-122.

Mathias M., 1956, The petrology of the Messum igneous complex, south-west Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, vol. 59, p. 23-58.

Mathias M., 1957, The geochemistry of the Messum igneous complex, south-west Africa, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 12, p. 29-46.

Martin B., 1987, Etude détaillée de la solidification d'un filon de basalte alcalin du Lodevois, thèse, université de Paris 6, Mémoires des sciences de la Terre de l'Université Pierre et Marie Curie, 105 p.

Martin H., Mathias M. and Simpson E. S. W., 1960, The Damaraland sub-volcanic ring complexes in south west Africa, Report of the XXI Session, International Geological Congress, vol. 13, p. 156-174.