

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

H. BA

Direction Nationale de la Géologie et des Mines, BP 223, Bamako, Mali

R. BLACK, B. BENZIANE, D. DIOMBANA, J. HASCOET-FENDER

Laboratoire de Pétrologie, ERA 1011, Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05, France

B. BONIN

Laboratoire de Pétrographie–Volcanologie, Université Paris-Sud, 91405 Orsay Cedex, France

J. FABRE

Institut Dolomieu, rue Maurice Gignoux, 58000 Grenoble, France

ET J. P. LIÉGEOIS

Service de Géochronologie, Musée Royal de l'Afrique Centrale, 1980 Tervuren, Belgique

(Reçu le 27 septembre 1984)

Résumé—La province alcaline sursaturée des Iforas d'âge cambrien est constituée d'une quinzaine de massifs et comprend des complexes annulaires typiques de grandes dimensions (20–30 km de diamètre). Son originalité est qu'elle suit de très près un régime de subduction bloqué lors de la collision pan-africaine (600 Ma) et que chaque stade du passage calcoalcalin à alcalin peut être relié à des éléments structuraux dans un cadre géodynamique établi. Plusieurs complexes sont décrits en détail. Le Kidal–Tibeljeljeline débute par des microsénites en filons annulaires externes souvent polygonaux qui sont tronqués par un massif central d'une trentaine de kilomètres composé d'une douzaine de venues principales. Sa complexité est due à l'individualisation de plusieurs centres d'intrusion et au fait que le niveau d'érosion correspond aux zones de toiture. Djounhane, Takellout et Timedjelalen (20–30 km de diamètre) sont plus classiques et composés de plusieurs venues concentriques et centripètes. Les autres massifs sont décrits brièvement. La mise en place de tous ces massifs à faible profondeur dans un milieu rigide sous une épaisse couverture rhyolitique d'origine fissurale est contemporaine d'une tectonique de coulissement avec des périodes intermittentes de distension comme en témoignent les champs filoniens spectaculaires associés. L'étude pétrographique met en évidence la présence de deux lignées, l'une hyperalcaline, l'autre alumineuse, et une évolution des minéraux (pyroxènes, amphiboles et micas) et des caractères géochimiques très comparables à celles des provinces franchement anorogéniques du Niger et du Nigeria. Notons cependant l'absence de cassitérite et la prédominance des granites subsolvus dans la lignée alumineuse. La remarquable similitude entre ces provinces amène les auteurs à envisager une origine mantélique commune, les différences étant plutôt dues à l'influence de l'encaissant.

Abstract—The Cambrian silica-saturated alkaline province of the Iforas is composed of about 15 massifs including typical large size ring complexes (20–30 km in diameter). Its originality is that it follows closely a regime of subduction blocked by the Pan-African collision (600 Ma) and that each stage of the transition from calcoalcaline to alkaline can be related to structural elements in a geodynamic setting. Several complexes are described in some detail. The Kidal–Tibeljeljeline complex starts with the intrusion of syenite porphyries forming external ring dykes, often polygonal in outline, which are truncated by a central massif 30 km in diameter which is composed of a dozen major phases. Its complexity is due to the individualization of several intrusive centres and to the fact that the erosional level coincides with that of the flat roof structures. Djounhane, Takellout and Timedjelalen (20–30 km in diameter) are simpler and composed of concentric intrusions younging inwards. Other occurrences are described briefly. The emplacement of all these intrusions at shallow depth in a rigid environment under a thick rhyolitic cover of fissural origin is contemporary to movement along a tear fault system with intermittent periods of distension as shown by spectacular associated dyke swarms. The study shows the presence of both peralkaline and aluminous trends, an evolution of the minerals (pyroxenes, amphiboles and micas), and geochemical characteristics that are quite comparable to those of anorogenic provinces such as Niger and Nigeria. It is important to note, however, the absence of cassiterite and the predominance of subsolvus granites in the aluminous trend of the Iforas. The striking similarity between the provinces leads the authors to envisage a common mantle origin, the difference being due rather to the influence of the country rock.

INTRODUCTION

LA PRÉSENCE 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). Nos travaux depuis 1975 ont mis en évidence 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 pan-africain.

L'objet de cet article est d'exposer les traits majeurs de cette province intraplaque et de présenter les principales données structurales, pétrographiques et minéralogiques. Les résultats des analyses chimiques sur roches et de sonde sur minéraux sont présentés dans Ba (1982) et Hascöet-Fender (1983). Ces résultats sont disponibles en contactant R. Black.

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 présenter un modèle de collision à la fin du Précambrien (600 Ma) entre la marge continentale passive du craton ouest-africain et une marge continentale active correspondant à la bordure occidentale du bouclier touareg (Black 1978, Black *et al.* 1979a,b, Caby *et al.* 1981, Fabre *et al.* 1982). Cette collision est marquée:

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

(2) par la translation sur l'avant-pays à 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 volcano-détritiques évoquant 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 dépourvue de croûte sialique ancienne, longe la bordure occidentale des Iforas. Cette région constitue un domaine continental polydéformé, avec des vestiges de séries de plate-forme et des dépôts volcano-détritiques à faciès littoral sur un substratum sialique archéen ayant subi un métamorphisme dans le faciès granulite à l'Eburnéen (2000 Ma), le tout repris au Pan-Africain.

Un vaste batholite composite calcoalcalin 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 tonalites pré-tectoniques à caractère calcoalcalin pauvre en K_2O (715–620 Ma) contemporaines de la subduction, des granitoïdes (granodiorites et monzogranites) calcoalcalins potassiques tarditectoniques

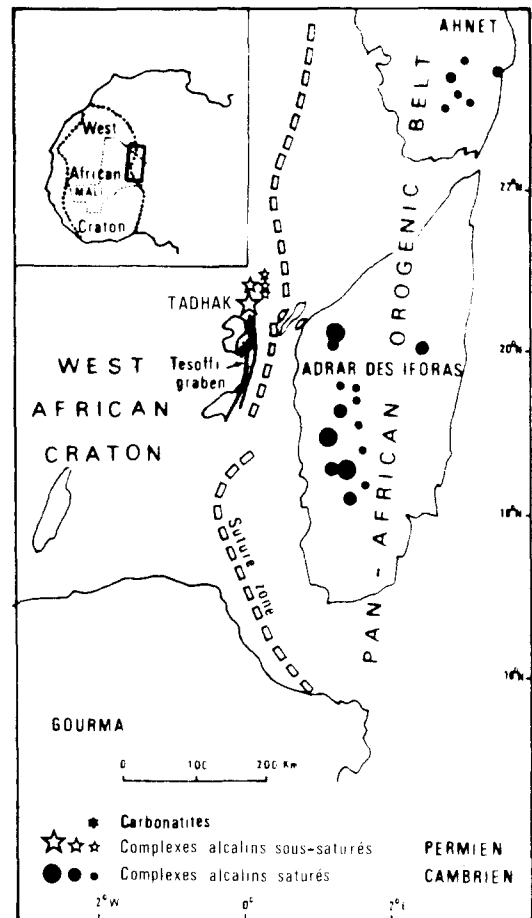


Fig. 1. Carte générale schématique de la chaîne pan-africaine des Iforas séparée du craton ouest-africain par la zone de suture résultant de la collision entre les deux continents.

(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 coulissements 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 calcoalcalin 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 microsénites 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 érodé (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 décroche-

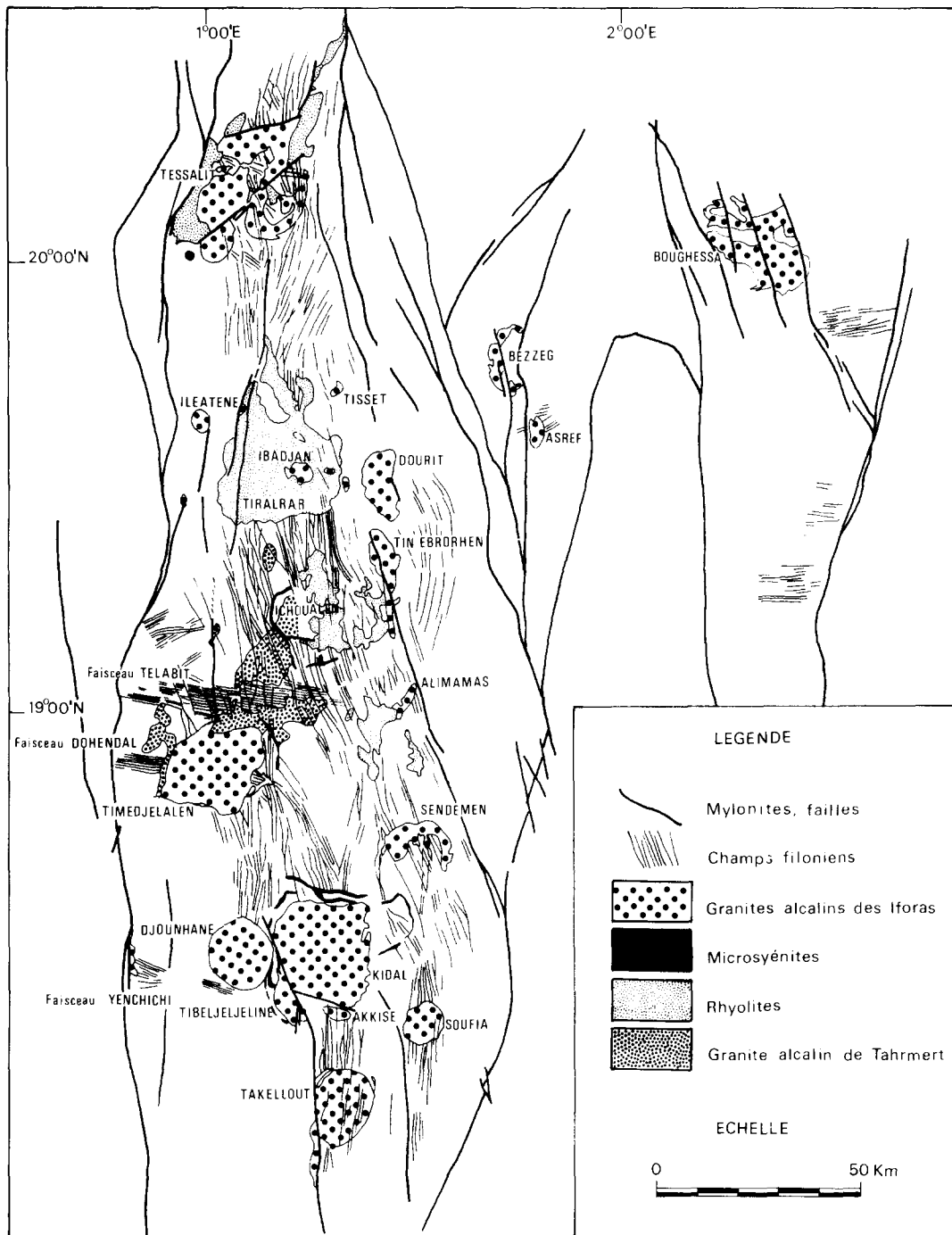


Fig. 2. Carte géologique de la province alcaline des Iforas.

ment 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).

GRANITE DE TAHRMERT

Ce granite grossier alcalin forme un grand massif au contour assez irrégulier et quelques petits pointements entre Timedjelalen et Tiralrar. En affleurements

tabulaires et en empilements de grosse boules il présente toujours des diaclases horizontales très développées. Précoce, il recoupe les champs filoniens de Telabit et de Dohendal mais il est antérieur aux champs filoniens N-S et au complexe annulaire de Timedjelalen. Il constitue donc la première intrusion alcaline de l'Adrar des Iforas. De ce fait, il présente des caractères mixtes très particuliers:

(i) Il est alcalin par son chimisme très comparable aux granites métallumineux des complexes annulaires, par ses minéraux blancs: quartz gris arrondi en chapelets, mésoperthite en taches ou en larges veines souvent maclée Carlsbad avec un assemblage ordonné feldspath K ($N_{Or} = 95$)–albite ($N_{Or} = 1$) et par ses minéraux

accessoires: zircon, oxydes de fer–titane, sphène, fluorine abondante.

(ii) Il s'en distingue par le chimisme très magnésien des minéraux colorés: amphibole bleu pâle richtérite avec Mg/Y compris entre 0,53 et 0,59 et biotite brune intermédiaire entre les phlogopites et le pôle tétra silicique. (Si compris entre 6,1 et 6,4, pour Y compris entre 5,8 et 5,7 avec Mg/Y variant de 0,57 à 0,65 et Mn passant de 0,37 à 0,25); il s'en différencie également par le rapport élevé Fe_2O_3/FeO des roches totales, permettant de fabriquer de l'hématite normative.

Le coefficient de partage Mg/Fe très élevé entre les oxydes de fer–titane précoces et les minéraux colorés dans une roche par ailleurs alcaline et très pauvre en MgO (<0,15%) implique une fugacité d'oxygène plus élevée que celle régnant au moment de la mise en place des complexes de Timedjelalen et de Kidal–Tibeljeljeline.

LE COMPLEXE DE KIDAL–TIBELJELJELINE

Structure

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 \pm fayalite + ferroaugite + amphibole + biotite (K_1).

(2) Microgranite à amphibole + biotite (K_2).

(3) Granite grossier métallumineux (à perthite \pm fayalite + hédénbergite + amphibole + biotite) à hyperalcalin (à perthite + hédénbergite aegyrienne + amphiboles calcosodiques et sodiques \pm aenigmatite (K_3) suivi d'un microgranite hyperalcalin (K_3).

(4) Microgranite métallumineux à feldspath K \pm hédénbergite + amphibole + biotite et à 2 feldspaths + amphibole + biotite (K_4).

(5) Granite fin à perthite \pm amphibole + biotite + chlorite (K_5) suivi de granite moyen à perthite \pm fayalite + amphibole + biotite (K_5).

(6) Granite fin à perthite + pligoclase + amphibole + biotite (K_6).

(7) Granite grossier à fin à perthite + oligoclase + amphibole + biotite (K_7).

(8) Granite fin à perthite + oligoclase + biotite + chlorite (K_8).

(9) Microgranite à perthite + oligoclase + biotite + chlorite (K_9).

(10) Granite moyen métallumineux (à \pm fayalite + hédénbergite + hédénbergite aegyrienne + ferrorichtérite + arfvedsonite + biotite) à hyperalcalin (à aegyrienne + arfvedsonite + astrophyllite) (K_{10}).

(11) Granite grossier à perthite + amphibole + biotite (K_{11}).

(12) Granite fin à microcline + albite + aegyrienne + amphiboles calcosodiques et à microcline + albite + arfvedsonite (K_{12}).

Les filons annulaires de microsyénite (K_1), en rides proéminentes dans le paysage, forment un réseau ramifié polygonal de plus de 40 km de diamètre, conservé 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 à pâte microcristalline. Ils sont tronqués par le granite grossier métallumineux à hyperalcalin (K_3), 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 à forme arquée, mesurant $12 \times 0,5$ km; cet effondrement aurait permis la montée du magma K_3 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 K_2 affleurant à 7 km à l'OSO de Kidal, et suivi par un microgranite hyperalcalin K_3 . Par la suite, des microgranites métallumineux (K_4), reflétant la fragmentation du bloc de socle sous-jacent, marquent le début d'un cycle à tendance alumineuse. Le granite fin hypersolvus à \pm amphibole + biotite (K_5) mis en place en dessous de K_3 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 à cheval et en partie oblitérée par une venue ultérieure (K_5) affleure dans le SO du massif de Kidal et dans le massif de Tibeljeljeline en intrusion plate en dessous de K_3 ; enfin, dans le Nord, la troisième précède les granites subsolvus K_6 et K_7 mis en place en dessous de K_3 . Le granite subsolvus à amphibole biotite (K_7) est une des venues les plus importantes du complexe et illustre bien le mode de mise en place: dans la partie centrale du massif il se présente en filon couche coiffé par K_3 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 8×3 km allongées E–O et OSO–ENE respective-



Fig. 3. Photographie satellite ERTS de l'Adrar des Iforas.

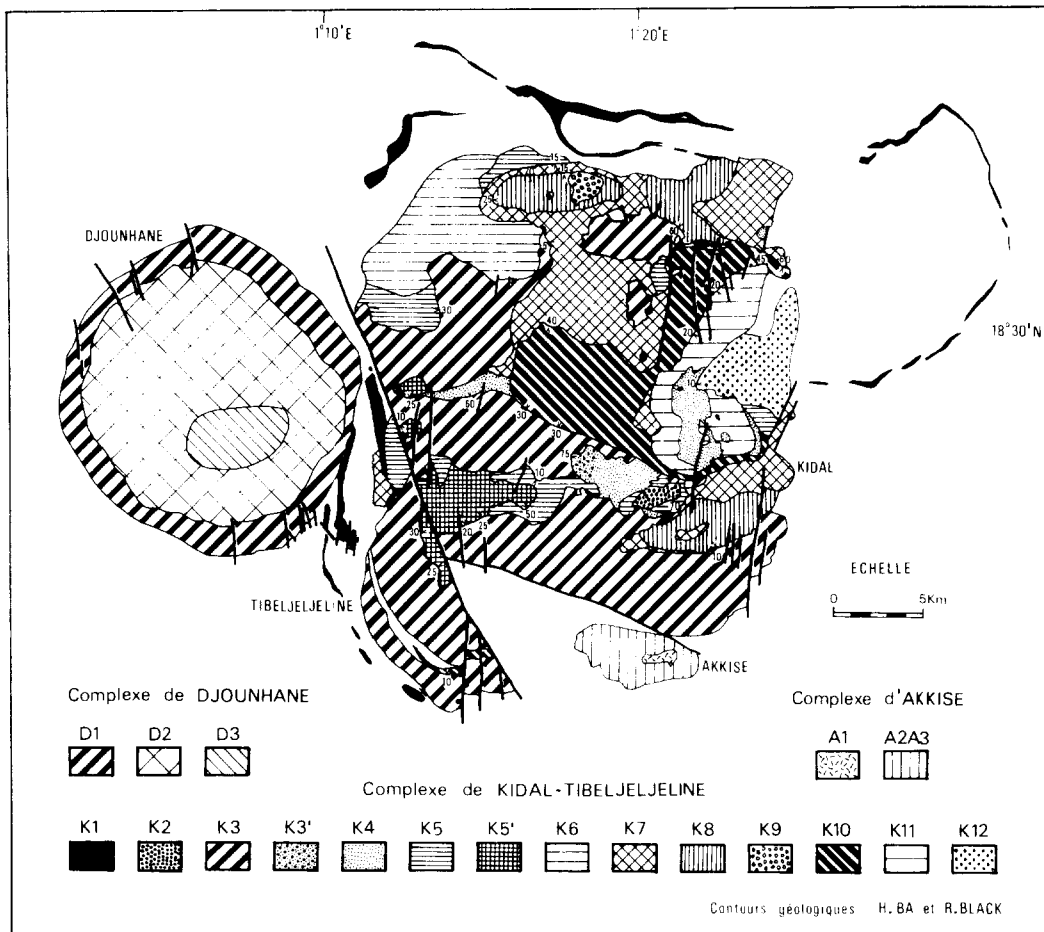


Fig. 4. Carte géologique des complexes annulaires de Kidal-Tibeljeljeline, de Djounhane et d'Akkise. K₁ = microsyénite et syénite quartzique à ferroaugite-amphibole-biotite ± fayalite; K₂ = microgranite à amphibole-biotite; K₃ = granite grossier métalumineux (perthite-hedenbergite-amphibole-biotite ± fayalite) à hyperalcalin (perthite-hedenbergite aegyrinique-amphiboles calcosodiques et sodiques ± aenigmatite; K_{3'} = microgranite hyperalcalin; K₄ = microgranite métalumineux à FK-hedenbergite-amphibole-biotite et à 2 feldspaths-amphibole-biotite; K₅ = granite fin à perthite-biotite-chlorite ± amphibole; K_{5'} = 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 métalumineux (hedenbergite-hedenbergite aegyrinique-ferrorichtérite-arfvedsonite-biotite) à hyperalcalin (aegyrine-arfvedsonite-astrophyllite); K₁₁ = granite grossier à perthite-amphibole-biotite; K₁₂ = granite fin à microcline-albite-aegyrine-amphibole calcosodique et à 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.

ment, 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 à biotite chlorite (K₈) s'est mis en place à l'intérieur de K₇, suivi dans le centre situé au N du complexe par le microgranite à 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 K₇ entre K₃ 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.

Pétrographie et minéralogie

La majorité des roches constituant le complexe de Kidal-Tibeljeljeline est granitique, avec individualisation à partir d'une souche syénitique métalumineuse de deux lignées acides, l'une hyperalcaline caractérisée par la présence de séries réactionnelles étendues dans les minéraux ferromagnésiens et une fin d'évolution

sodique, l'autre alumineuse à biotite avec l'association classique granite hypersolvus-granite subsolvus. Faisant suite à la mise en place des syénites, la lignée hyperalcaline se met en place au début et en fin de cycle, tandis que la lignée alumineuse occupe le milieu du cycle magmatique. Il est donc possible de rassembler toutes les venues intrusives en trois groupes pétrographiques distincts:

(i) un groupe restreint de roches intermédiaires (syénites) K_1 ;

(ii) une lignée hyperalcaline représentée par $K_3, K_3', K_{10}, K_{12}$;

(iii) une lignée alumineuse avec $K_2, K_4, K_5, K_5', K_6, K_7, K_8, K_9, K_{11}$.

La lignée hyperalcaline est sans doute la plus complexe car les variations au sein d'une venue sont grandes: on peut observer toutes les gradations entre deux pôles, l'un métalumineux hypersolvus à fayalite → hédenbergite → amphibole calcosodique → biotite et l'autre franchement hyperalcalin à aegyrine → amphiboles sodiques ± aenigmatite ± astrophyllite ± biotite. Dans les intrusions K_3 et K_{10} le terme hyperalcalin apparaît surtout dans les zones correspondant au toit (Ba 1982). De même, l'intrusion K_{12} est en fait constitué de deux venues successives de granites albitiques hyperalcalins, le premier à aegyrine-amphiboles sodiques, le second à arfvedsonite. Ces variations peuvent s'interpréter comme le résultat d'intrusions saccadées dans la même fracture annulaire, très rapprochées dans le temps et présentant des chimismes variables de plus en plus évolués.

La lignée alumineuse est plus homogène, chaque intrusion étant minéralogiquement homogène. Deux types composent cette lignée:

(i) un type hypersolvus mésoperthitique à amphiboles calciques → biotite → chlorite (± fayalite);

(ii) un type subsolvus à feldspath potassique rose et plagioclase (oligoclase acide) blanc, à ± amphibole calcique + biotite + chlorite.

Les deux lignées se traduisent par des évolutions minéralogiques et géochimiques contrastées où le contrôle de l'évolution magmatique par les phases minérales est relayé par les phénomènes d'altérations deutériques. Etant donné la présence commune des péridots et des clinopyroxènes, la souche syénitique métalumineuse sera comparée avec la lignée hyperalcaline.

La lignée hyperalcaline. Les syénites sont leucocrates et constituées essentiellement de feldspath (80–85% en volume de roche). De teinte grise à gris verdâtre ou brunâtre, la texture est généralement microgrenue porphyrique, à pâte fine ou microcristalline avec un rapport phénocristaux/mésostase compris entre 0,90 et 1,25. Le quartz n'apparaît dans la pâte qu'en cristaux interstitiels tardifs, en quantité non négligeable (3–6% en volume). Les feldspaths alcalins sont de plusieurs types:

(i) phénocristaux malgachitiques de 1 cm à coeur cryptoperthitique et couronne mésoperthitique en veines à inclusions de ferromagnésiens;

(ii) mésoperthites en veines entourant de rares plagioclases zonés;

(iii) mésostase à mésoperthite en veines, plus rarement en taches.

Les granites hypersolvus (K_3, K_{10}) sont de teinte gris verdâtre ou rosâtre (faciès métalumineux) à gris-clair (faciès hyperalcalin), de structure à grain grossier (K_3) ou moyen (K_{10}), et hololeucocrates avec en moyenne 35% de quartz et 60% de feldspath alcalin. Le quartz est précoce souvent en sections hexagonales et regroupé en amas; il est parfois plus tardif, en association graphique avec les bordures des feldspaths, dans les faciès plus hyperalcalins. Les feldspaths souvent maclés sont des mésoperthites, automorphes tigrées en larges veines dans les faciès métalumineux et subautomorphes, tigrées en veines plus fines dans les faciès hyperalcalins. Le rapport K/Na dans les mésoperthites est proche de 1. Les cristaux sont toujours frangés par du quartz et de l'albite très tardifs. Le moirage du microcline a été observé dans certaines sections. Le microgranite hyperalcalin (K_3), de teinte gris-clair et à petites taches brun-rougeâtre, présente de rares phénocristaux peu corrodés de mésoperthite à veines fines et de quartz flottant dans une mésostase à grain fin (0,5 mm) composée de perthite et de quartz souvent en association micropegmatitique, de rare plages d'albite interstitielle et d'une paragenèse de minéraux ferromagnésiens qui varie suivant l'endroit. Le granite albitique hyperalcalin (K_{12}), de teinte blanche à gris-bleuté, est assez hétérogène, de grain fin millimétrique avec des reliques arrondies de quartz et un fond engréné à quartz xénomorphe, microcline perthitique en veines très larges ou en taches ainsi que de l'albite en lattes ou en plages xénomorphes remplaçant le microcline perthitique. Il s'agit là d'une albitisation par altération subsolidus de feldspaths magmatiques pré-existants, comme cela a été décrit dans de nombreux massifs hyperalcalins (Jacobson *et al.* 1958, Quin 1968, Martin et Bowden 1981). Les granites hypersolvus et le granite albitique contiennent des feldspaths alcalins ($An = 0$), avec une albite ($N_{Or} = 0,7-1,3$) plus pure que le feldspath potassique ($N_{Or} = 93,6-99,2$), le degré de purification augmentant avec l'albitisation deutérique et le réajustement subsolidus des compositions (Martin 1977, Bonin et Martin 1974, Bonin 1980, 1982).

Les minéraux mafiques de la lignée hyperalcaline illustre une séquence réactionnelle exceptionnelle: péridot → clinopyroxènes → amphiboles ± biotite ± accessoires. Selon l'index d'agpaïcité, la séquence sera plus ou moins complète. Elle est mise en évidence par les relations texturales des minéraux: péridot et clinopyroxènes calciques sont précoces, en association avec l'apatite, le zircon et les opaques; les amphiboles calciques sont contemporaines des perthites et vraisemblablement magmatiques; enfin, les amphiboles sodiques, la biotite et les clinopyroxènes sodiques sont tardifs et cristallisent en compagnie de la fluorine, du zircon, et de l'astrophyllite. Les roches métalumineuses; ($IA < 1$) ne comportent que du péridot, des clinopyroxènes calciques, des amphiboles calciques et de la biotite. Les roches hyperalcalines contiennent en outre

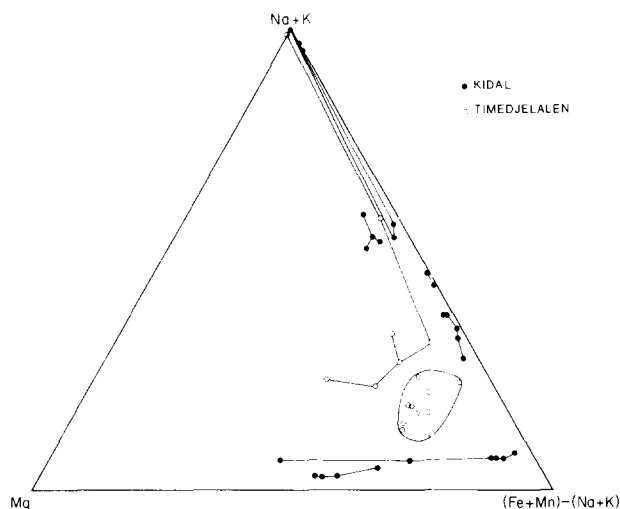


Fig. 5. Clinopyroxènes dans le diagramme diopside (Mg)-hedenbergite (Fe + Mn-Na-K)-aegyrine (Na + K). Les lignes joignent les cristaux d'une même roche.

des amphiboles et des clinopyroxènes sodiques.

Le péridot précoce est répandu dans les roches les moins évoluées de la lignée: K_1 , K_3 et K_{10} . C'est de la fayalite (Fo_8) riche en Mn, fréquemment altérée en magnétite ou en produits cryptocristallins rouges et entourée d'amphiboles.

Les pyroxènes (Fig. 5) apparaissent dans presque toutes les intrusions de la lignée: K_3 , $K_{3'}$, K_{10} , K_{12} , ils sont absents dans quelques faciès de $K_{3'}$ et une partie de K_{12} où l'amphibole sodique est le seul minéral coloré. Il s'agit toujours de clinopyroxènes, formant une suite continue depuis les clinopyroxènes calciques jusqu'aux pyroxènes sodiques: ferro-augite (K_1 , K_3)-hedenbergite (K_3)-hedenbergite aegyrienne (K_3 , K_{10})-aegyrine (K_{10} , K_{12}) (Fig. 5). A l'intérieur d'une intrusion, les clinopyroxènes calciques et calcosodiques sont précoces et séparés des clinopyroxènes tardifs par la cristallisation des amphiboles conformément aux observations classiques (Jacobson *et al.* 1958, Ferguson 1978, Bonin 1980, 1982). Par ailleurs, les clinopyroxènes calciques sont plus riches en Mg que le péridot (Fo_8) et la roche hôte, contrairement aux pyroxènes sodiques qui ont le même rapport Fe/Mg que la roche hôte (Bonin et Giret 1985).

Les amphiboles (Fig. 6) sont de plusieurs types et illustrent le schéma d'évolution proposé par Giret *et al.* (1980). Trois groupes peuvent être distingués:

(i) Des amphiboles vertes calciques, de composition intermédiaire entre la hornblende et la barroisite, et pouvant faire partie de la série hastingsite-barroisite caractérisées par la substitution $Na^{\Delta}Al^{IV} \rightleftharpoons Si$. Elles sont présentes dans K_1 et K_3 entourant les fayalites et les pyroxènes calciques.

(ii) Des amphiboles bleues à incolores, tardives en liséré autour des amphiboles précédentes et de compositions intermédiaires entre la barroisite et les amphiboles ferro-magnésiennes: cummingtonite dans les syénites (K_1), grünérite dans les granites K_3 , ce qui implique une migration du fer vers les bordures et un appauvrissement en alcalins dans le milieu résiduel.

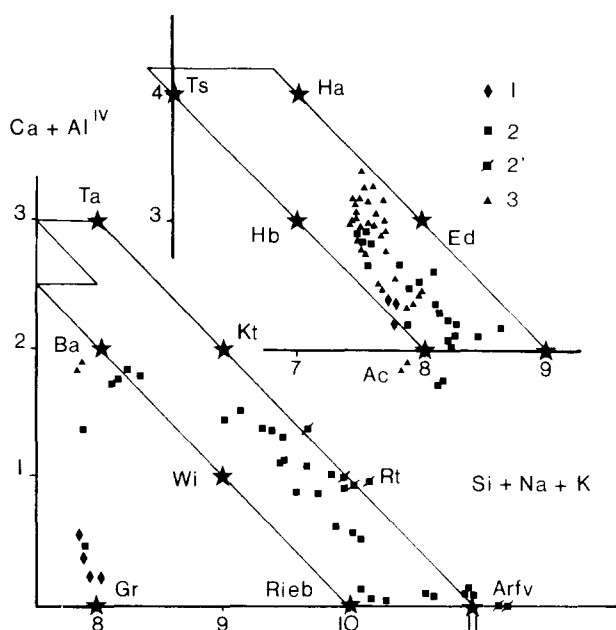


Fig. 6. Amphiboles dans le diagramme $Ca + Al^{IV}$ - $Si + Na + K$. Massifs de Kidal et da Djounhane. (1) Syénites. (2) granites hypersolvus hyperalcalin. (2') granites albitiques hyperalcalins. (3) granites métalumineux. Légende minéraux, voir Fig. 8.

(iii) Des amphiboles vertes à bleues sodiques, entourant les amphiboles calciques de K_3 ou en cristaux isolés moulant les feldspaths dans les granites hyperalcalins K_{10} et K_{12} . Leur composition se situe entre les pôles barroisite-richtérite et arfvedsonite pour les amphiboles bleu-vert précoces, suggérant deux substitutions couplées: $CaAl^{IV} \rightleftharpoons NaSi$, $Fe^{3+} \rightleftharpoons Na^{\Delta}Fe^{2+}$. Des amphiboles tardives bleu indigo, en liséré autour des précédentes, sont des riebeckites vraies, ce qui implique une oxydation ménagée et un appauvrissement en alcalins en fin de cristallisation. Dans le diagramme $Ca = Al^{IV}/amph.-Na + K/Al_{RT}$ les compositions des amphiboles varient rapidement de $Ca + Al^{IV} = 2,5-0$, pour une augmentation assez faible de l'indice d'appaïcité de 0,95-1,00.

Les micas sont peu fréquents, surtout représentés dans les syénites K_1 où il s'agit de biotite magnésienne, et dans les termes métalumineux de K_3 et de K_{10} . Ils sont rares dans les termes hyperalcalins (K_{10} , K_{12}) et peuvent manquer dans certains (K_3). Le rapport $Mg/Mg + Fe$ décroît des syénites K_1 aux granites hyperalcalins: 0,34 dans les syénites, 0,32-0,18 dans les granites métalumineux et 0,50-0,00 dans les granites hyperalcalins. Les biotites sont toujours tardives avec un pléochroïsme intense noir-vert-jaune dans les roches métalumineuses (biotite-annite) et un pléochroïsme brun-rouge et brun-orange pour les biotites associées aux opaques dans les roches hyperalcalines (lépidomélane et annite ferrifère).

Quelques accessoires typiques d'un milieu hyperalcalin ont été reconnus: aenigmatite (K_1 , K_3 , K_{10} et K_{12}) très pauvre en Mg, astrophyllite ($K_{3'}$, K_{10} et K_{12}) mais le cortège minéralogique complet n'est pas connu avec précision. Les principaux minéraux accessoires sont le zircon parfois grossier, l'allanite zonée, l'ilménite-magnétite, l'apatite et la fluorine abondante. Le sphène n'est présent que dans le granite K_3 .

La lignée alumineuse. Tous ces granites sont hololeucocrates (colorés 7%) et riches en quartz (Q/Q + F compris entre 21 et 37%). Trois faciès différents sont présents:

(i) Les microgranites (K₂, K₄, K₉) de teinte grisâtre ou rosâtre sont constitués de phénocristaux de feldspath alcalin rose (3–10 mm) parfois accompagné de plagioclase blanc, et de quartz (1–5 mm) dans une pâte fine (0,5 mm) où se détachent des amas ferromagnésiens sombres. Les feldspaths alcalins sont des mésoperthites généralement en veines fines parfois à texture plus grossière et qui présentent souvent des couronnes intermédiaires ou externes de plagioclase (albite–oligoclase); les phénocristaux sont bordés par une petite zone de micropegmatite. Le plagioclase est parfois présent en petites lattes englobées dans la mésoperthite, ou dans quelques faciès à l'extrémité NE du massif en phénocristaux zonés dans la pâte. Le rapport phénocristaux/mésostase varie de 1/3 à 1/1.

(ii) Les granites hypersolvus sont de texture équante à grain fin (K₃), moyen (K₅) ou grossier (K₁₁). Le granite K₁₁ est moins riche en quartz (20% en moyenne) que le granite K₅ (36%) mais le quartz a le même habitus dans les deux cas: cristaux automorphes, regroupés en amas et en chapelets, parfois moulés par les feldspaths, et cristaux tardifs en association graphique avec les bordures des feldspaths. Les feldspaths maclés sont des mésoperthites automorphes tigrées en larges veines et en taches avec un rapport K/Na = 1.

(iii) Les granites subsolvus sont très abondants (K₆, K₇, K₈) et constituent une caractéristique particulière à la province des Iforas. On retrouve ce caractère assez rarement et, le plus souvent, dans des provinces se mettant en place tôt après une orogénèse comme en Corse (Bonin 1980). Les granites subsolvus sont de texture équante à grain grossier à moyen et peuvent passer localement à des granophyres (coeur de l'intrusion K₇). La teinte générale est rose à cause des feldspaths potassiques. Le quartz (30–30%) y est toujours précoce, en sections automorphes où à contours arrondis. Les feldspaths sont de deux types: plagioclases automorphes zonés (oligoclase → albite) précoces; feldspath potassique perthitique en larges veines ou en taches, avec parfois des phénomènes d'albitisation en échiquier, de cristallisation postérieure au quartz et au plagioclase. Le rapport plagioclase/feldspath perthitique augmente des granites à amphibole biotite (K₇) aux granites à biotite–chlorite (K₆, K₈), ainsi que la teneur en albite du coeur du plagioclase (de An₂₄ dans K₇ à An₁₅ dans K₆ et K₈) alors que la couronne du plagioclase est toujours An₈.

Les minéraux mafiques de lignée alumineuse présentent une série plus restreinte que celle de la lignée hyperalcaline avec une séquence réduite: amphibole calcique → biotite → chlorite. Les minéraux anhydres précoces sont rares et ne sont présents qu'en noyaux résiduels entourés d'amphiboles: clinopyroxène incolore dans certains faciès du microgranite (K₄), et fayalite dans le granite hypersolvus K₅. Les amphiboles calciques sont précoces et automorphes, fréquemment

antérieures au feldspath perthitique. Les biotites mouillent les amphiboles et renferment en inclusions les minéraux accessoires précoces: zircon, allanite, apatite, oxydes de Fe–Ti, sphène. Les phénomènes d'altération apparaissent de plus en plus importants des granites hypersolvus aux granites subsolvus avec une paragenèse fluorine–albite–chlorite–épidote ± muscovite.

Les amphiboles vertes calciques (Fig. 6) sont assez homogènes et font partie d'une série hastingsite–actinote, caractérisée par le couplage des substitutions $\text{NaAl}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Si}$ et $\text{Fe}^{3+}\text{Al}^{\text{IV}} \rightleftharpoons \text{Fe}^{2+}\text{Si}$. Les amphiboles les moins évoluées (édénites) sont présentes dans les microgranites K₂ mais les amphiboles des granites hypersolvus (K₅, K_{5'}, K₁₁) ont des chimismes et des évolutions identiques à celles des granites subsolvus (K₇).

Les micas sont abondants et caractérisent la lignée alumineuse. Deux types peuvent être observés:

(i) une biotite très pléochroïque brun noir jaune, entourant les amphiboles ou en cristaux automorphe;

(ii) un stilpnomélan tardif brun–rouge, orange, jaune citron, se développant dans les joints intergranulaires et dans les clivages des minéraux colorés (amphibole et biotite) des granites à amphibole et absent dans les granites sans amphibole. La biotite est ferrifère et le rapport Mg/Mg + Fe varie entre 0,50 et 0,20. Le chimisme apparente ces biotites à celles des granites alumineux de Corse (Bonin 1982) avec des biotite passant aux annites–lépidomélan, sans véritables sidérophyllites, ce qui les distingue des micas de Tarradoudji au Niger (Fabriès et Rocci 1965).

Les chlorites sont de deux types:

(i) chlorite verte des granites subsolvus (K₆, K₇, K₈),

(ii) chlorite rougeâtre des granites hypersolvus tant métalumineux (K₅) qu'alumineux (K₁₁).

Les chlorites vertes thuringuites–chamosites se distinguent par des compositions plus pauvres en Si (5,25–5,78) et en Fe (5,49–6,70) des chlorites rougeâtres Si (5,96–6,49) et Fe (7,04–7,33) (chamosites–delessite).

Les minéraux accessoires précoces sont nombreux: zircon, allanite zoné, apatite, magnétite, ilménite, sphène. La fluorine tardive est toujours abondante.

Minéralisations U–Th

Toutes les roches du complexe de Kidal–Tibeljeljeline sont riches en U et Th par rapport à la moyenne des granites (Ba 1982). Des analyses chimiques d'U et Th sur roches totales et des autoradiographies ont été effectuées sur l'ensemble des intrusions. La mobilité de l'U lors de l'altération superficielle pose un problème d'échantillonnage: les microgranites montrent un départ très important d'U (U = 0,2 p.p.m. pour Th = 14 p.p.m.); pour les autres faciès, il est vraisemblable que le rapport mesuré Th/U donne une valeur limite supérieure. Néanmoins, les variations d'U et de Th sont régulières et paraissent liées aux processus pétrologiques.

Les variations des éléments radioactifs montrent que:

(i) il y a augmentation régulière des teneurs depuis les microsénites précoces K₁ jusqu'à l'intrusion hyperal-

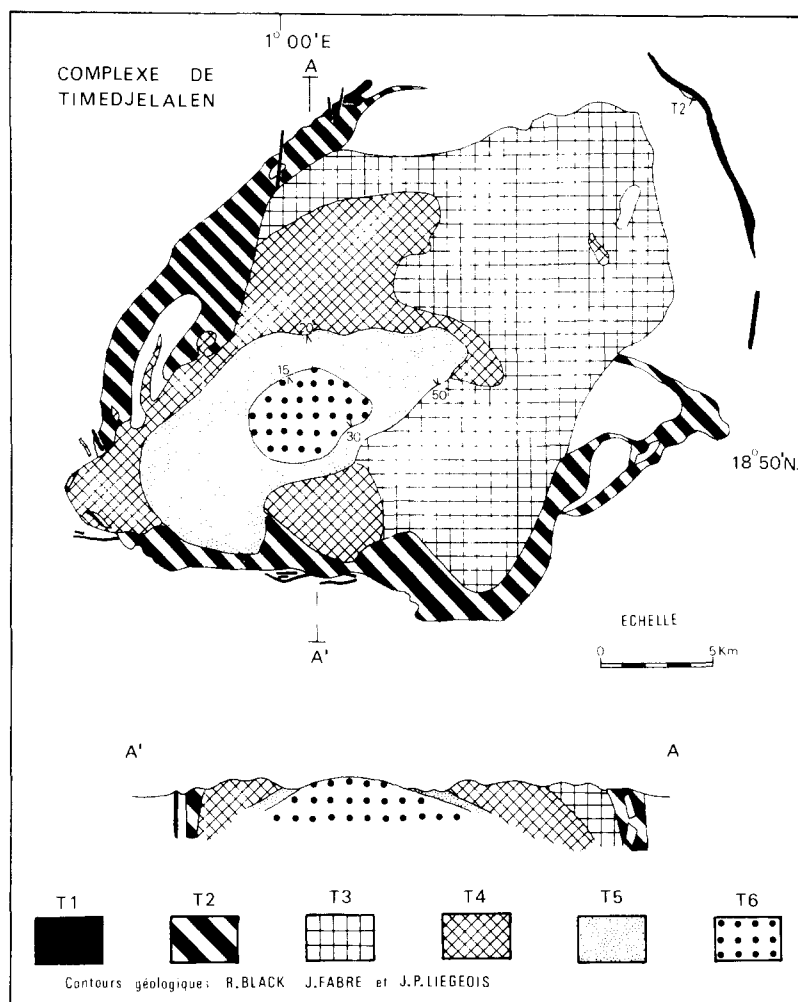


Fig. 7. Carte géologique du complexe annulaire de Timedjelalen. T₁ = microgranite; T₂ = granite moyen à perthite-augite aegyrinique-amphibole calcosodique-biotite; T₃ = granite grossier à perthite-augite aegyrinique-amphiboles calcosodiques et sodiques; T₄ = granite hétérogranulaire à perthite-oligoclase-amphibole-biotite; T₅ = granite fin à perthite-oligoclase-biotite; T₆ = granite moyen et fin à aegyrine-arfvedsonite.

caline K₁₀ et relative constance ensuite;

(ii) le rapport Th/U diminue régulièrement de 10 à 4, valeur considéré comme égale à la moyenne crustale;

(iii) toutes choses égales par ailleurs, la lignée hyperalcaline possède les termes les plus riches en U (K₃, K₁₀, K₁₂);

(iv) le granite à albite-microcline hyperalcalin K₁₂, affecté par des phénomènes hydrothermaux, n'est pas plus riche que les granites hypersolvus hyperalcalins les plus évolués K₁₀.

Les autoradiographies montrent que les minéraux porteurs sont:

(i) dans la lignée alumineuse, monazite, zircon et allanite;

(ii) dans la lignée hyperalcaline, des zircons métamictes tardifs en habitus botryoïdes et un minéral opaque (thorianite).

Dans les zones minéralisées du granite K₁₂, la paragenèse d'altération est constituée par l'association quartz-albite-microcline-muscovite-chlorite-amphibole bleue-opaques et les minéraux radioactifs sont de trois types:

(i) zircon précoce limpide peu radioactif;

(ii) zircons métamictes tardifs à radioactivité croissant avec la métamictisation;

(iii) thorianite, fréquemment en inclusion dans les zircons métamictes.

Les opaques sont variés: galène-blende ± chalcopryrite-pyrite-anatase-ilménite-marcasite-hydroxydes de fer, en compagnie de pyrochlore, zircon et thorianite. La minéralisation est située dans des poches pegmatitiques du toit du granite K₁₂ et constituée jusqu'à 40% de zircon métamictes à inclusions de thorianite.

LE COMPLEXE DE TIMEDJELALEN

Structure

Le complexe de Timedjelalen (Figs 2 et 7) est très classique avec six venues principales à disposition concentrique. De forme grossièrement elliptique, ses dimensions sont importantes: 32 × 22 km. Présentant des reliefs et en partie ensablé, il recoupe le granite de Tahmert et les champs filoniens E-O et N-S. Par l'étude des contacts, des enclaves et des faciès miarolitiques, la succession centripète suivante a été mise en évidence:

- (1) Microgranite (T_1).
- (2) Granite moyen à perthite + augite aegyrienne + amphiboles calcosodiques + biotite (T_2).
- (3) Granite grossier à perthite + augite aegyrienne + amphiboles calcosodiques et sodiques (T_3).
- (4) Granite hétérogranulaire à perthite + oligoclase + amphibole + biotite (T_4).
- (5) Granite fin à perthite + oligoclase + biotite (T_5).
- (6) Granite moyen et fin à aegyrienne + arfvedsonite (T_6).

Les six intrusions concentriques sont emboîtées. T_1 et T_2 forment la structure annulaire externe à pendages subverticaux qui ceinture le complexe. Tandis que T_1 se présente en simple filon de quelques dizaines à 500 m de largeur recoupant le socle, la mise en place de T_2 s'est faite dans un réseau de fractures qui s'entrecroisent et a été accompagnée par l'abattement de grands blocs comme en témoigne la présence de panneaux plurikilométriques de l'encaissant au sein du filon annulaire, et qui explique sa largeur atteignant par endroit plusieurs kilomètres. Les intrusions postérieures (T_3 - T_6) présentent de faibles pendages externes et ne montrent que leurs toits. Les migrations de centres d'injection sont faibles: vers le SO de T_1 - T_2 à T_4 , ce dernier perçant le filon annulaire T_2 , et un régime stationnaire de T_4 à T_6 .

Pétrographie et minéralogie

Deux lignées apparaissent:

- (i) une tendance hyperalcaline bien représentée par T_1 , T_2 , T_3 et T_6 ;
- (ii) une tendance alumineuse plus restreinte avec T_4 et T_5 .

Comme dans le complexe de Kidal-Tibeljeljeline, la lignée alumineuse se place au milieu du cycle magmatique. Elle est encadrée par des intrusions hyperalcalines. Par contre, les granites hypersolvus dominent, puisque seul le granite T_5 présente deux feldspaths (tendance subsolvus).

La lignée hyperalcaline. Le microgranite T_1 est porphyrique à phénocristaux de feldspaths alcalins malgachitiques et de quartz grisâtre arrondi peu abondant et à mésostase fine sombre. Les phénocristaux feldspathiques sont constitués de mésoperthites en veines ou en taches et la pâte comprend des perthites en veines. Les granites hypersolvus ont des grains variables: grossier (T_3), moyen (T_2) et moyen à fin (T_6). Leur texture est équante et il sont hololeucocrates avec en moyenne 35% de quartz et 60% de feldspaths alcalins pour les granites hyperalcalins. Le granite métalumineux T_2 a une tendance syénitique avec 13-27% de quartz et 71-79% de feldspaths alcalins malgachitiques ce qui lui donne un aspect panidiomorphe. Le quartz présente deux habitus: précoce en grains arrondis et interstitiels en association micropegmatitique avec les bordures de mésoperthite. Ces mésoperthites présentent des veines assez fines et des macles Carsbad et Baveno. Le rapport K/Na est proche de 1. Les cristaux sont toujours frangés par du quartz et de l'albite. L'assemblage perthitique ($An = 0$) est toujours composé de feldspath potas-

sique ($N_{Or} = 95,2-98,2$) et d'albite ($N_{Or} = 0,2-1,4$), sans qu'il y ait de relation entre l'intrusion et le degré de pureté des phases feldspathiques.

La séquence réactionnelle est: clinopyroxène \rightarrow amphibole \rightarrow clinopyroxène. Selon l'indice d'appaïcité, elle sera plus ou moins complète. Les augites aegyriennes sont précoces, postérieures à l'apatite, au zircon et aux opaques et contemporaines du sphène; les amphiboles calciques précèdent les amphiboles sodiques et sont contemporaines des perthites; enfin, l'aegyrienne est tardive et cristallise avec la fluorine, la biotite, l'astrophyllite, la cryolite.

Les pyroxènes forment deux groupes: les pyroxènes calcosodiques (augite aegyrienne) de T_2 et T_3 et les pyroxènes sodiques de T_3 et T_6 (Fig. 5). Une lacune existe entre les deux groupes et correspond à la cristallisation des amphiboles. A la différence de Kidal, il n'y a ni hédénbergite, ni hédénbergite aegyrienne, les clinopyroxènes ayant des teneurs non négligeables en Mg (de 0,5 à 5,5 de MgO) alors que les aegyriennes se situent au pôle pur acmitique.

Les amphiboles sont de trois types (Fig. 8):

(i) Amphiboles brun-vertâtre calciques, de composition intermédiaire entre la ferroactinote et la barrosite, présentes dans les coeurs des amas ferromagnésiens de T_1 .

(ii) Amphiboles brun-vertâtre à vertes, calcosodiques, entourant les amphiboles calciques de T_1 ou en cristaux isolés antérieurs aux amphiboles sodiques dans T_2 et T_3 . Leur composition se situe entre les pôles ferrowinchite et ferrorichtérite.

(iii) Amphiboles bleues sodiques tardives par rapport aux autres amphiboles dans T_1 , T_2 , T_3 et en cristaux isolés associés à l'aegyrienne dans T_6 . Leur composition varie de l'arfvedsonite à la riebeckite. L'arfvedsonite pure existe dans T_6 où elle est la seule amphibole présente, dans T_1 et T_2 où elle entoure les amphiboles brun-vert et où elle commence à évoluer vers le pôle riebeckitique. Les solutions solides riebeckite-arfvedsonite (site A rempli de 0,1 à 0,6) existent dans les amphiboles bleues T_1 , T_2 et T_3 où elles coexistent avec les ferrowinchites et ferrorichtérites. Dans toutes ces amphiboles, les teneurs en K sont constantes, de l'ordre de 0,2.

Les minéraux accessoires sont nombreux et certains typiques du milieu alcalin: apatite, fluorine, cryolite, astrophyllite (T_3), chevkinite (T_2 et T_3), stipnoméline (T_1). Les oxydes de fer-titane (magnétite et ilménite) sont précoces et antérieurs au sphène toujours abondant et parfois en grands cristaux (T_2). La succession paragénétique: sphène + amphibole calcosodique \rightarrow aegyrienne permet de poser le problème du comportement de Ti en milieu hyperalcalin. En effet, à Kidal, le sphène n'est qu'un accessoire épisodique et la série des clinopyroxènes est caractérisée par la substitution $CaMg \rightleftharpoons CaFe^{2+}$ puis $CaFe^{2+} \rightleftharpoons NaFe^{3+}$. A Timedjelalen au contraire, en présence de sphène, les clinopyroxènes sont plus magnésiens, selon la substitution $CaMg \rightleftharpoons NaFe^{3+}$. Ce changement de substitution peut s'expliquer si Ti joue un rôle suivant la réaction:

DESCRIPTIONS SOMMAIRES D'AUTRES MASSIFS

Les complexes situés autour du Kidal–Tibeljeljeline

Le massif d'Akkise (Fig. 4) mesurant 6×3 km peut être considéré comme un satellite du complexe de Kidal–Tibeljeljeline sur sa bordure S. Il comprend trois venues dont l'ordre de mise en place est le suivant:

(1) Microgranite à amphibole–biotite à phénocristaux dispersés (A_1 cf. K_2).

(2) Granite fin à perthite–oligoclase–biotite–chlorite (A_2 cf. K_7).

(3) Microgranite à perthite–oligoclase–amphibole–biotite (A_3).

Le microgranite A_1 se présente en panneau de taille kilométrique et en enclaves au sein du microgranite A_3 , qui contient également des enclaves de granite A_2 présent surtout dans le NE du massif. De nombreux filons acides N–S traverse le massif.

Le complexe de Djounhane (appelé Idounyan dans les notes plus anciennes, Black *et al.* 1979a,b), situé à l'O du Kidal–Tibeljeljeline, est parfaitement circulaire d'un diamètre de 15 km (Fig. 4). Il tronque les filons de microsénites K_1 et est constitué de trois intrusions successives centripètes:

(1) Granite grossier hyperalcalin (à perthite + hédénbergite aegyriquer + amphibole calcosodiques et sodiques) à métalumineux (à perthite + amphibole + biotite) (D_1 cf. K_3).

(2) Granite hétérogranulaire à perthite–oligoclase–amphibole–biotite (D_2 cf. K_7).

(3) Granite fin à perthite–oligoclase–biotite–chlorite (D_3 cf. K_8).

Le granite hypersolvus grossier D_1 , relativement résistant à l'érosion, forme la couronne montagneuse externe du massif bien visible sur la photographie ERTS (Fig. 3). Comme dans les cas K_3 et K_{10} , aucun contact n'a pu être décelé entre le faciès hyperalcalin et le faciès métalumineux de D_1 . Le granite subsolvus D_2 développe localement dans le SO des pegmatites et des aplites le long du contact avec D_1 . Le granite subsolvus fin D_3 affleure en dos de baleine dans la partie centrale et présente un faciès figé au contact avec D_2 dont il contient des enclaves.

Le complexe de Takellout (Fig. 9), situé au S du massif de Kidal–Tibeljeljeline, est affecté comme lui sur son bord O par un décrochement sénestre subméri dien, d'une dizaine de kilomètres de rejet qui n'affecte pas le complexe de Timedjelalen (Fig. 7). Une fois le décrochement neutralisé, ce massif mesure 16 km d'O en E et 20 km N au S. Il est composé de:

(1) Granite grossier hypersolvus à amphiboles calcosodiques qui forme la couronne externe en relief, que l'on voit clairement sur la photographie satellite, conservée au N. et au S.O. (Adrar Tezzart) (Fig. 3). Sa mise en place a dû se faire dans des fractures annulaires multiples, comme dans le cas du granite K_3 à Tibeljeljeline, avec présence d'écrans arqués plurikilométriques de socle.

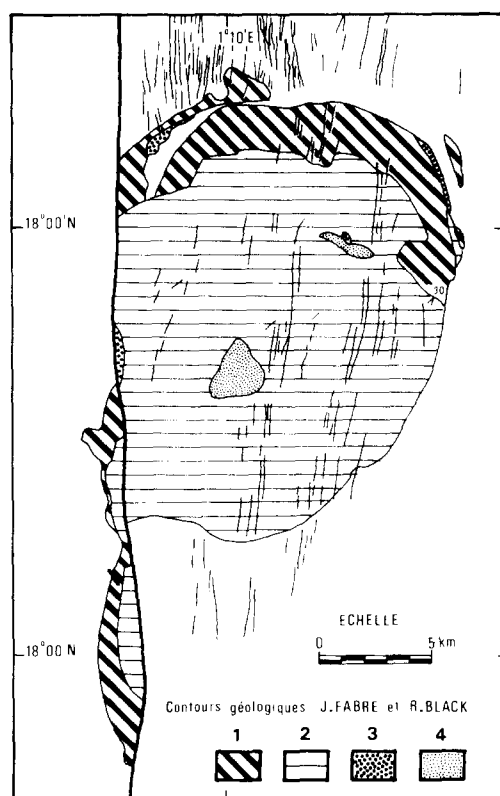


Fig. 9. Carte géologique du complexe annulaire de Takellout. (1) Granite grossier hypersolvus à amphiboles calcosodiques. (2) granite à grain moyen à perthite–oligoclase–biotite ± amphibole. (3) granite fin à biotite. (4) microgranite.

(2) Granite à grain moyen à perthite + oligoclase ± amphibole + biotite, présentant localement des faciès porphyroïdes, qui occupe presque toute la partie centrale du massif. Ce granite développe un faciès de bordure miarolitique et des filons-couches d'aplo-pegmatite au contact avec le granite grossier à amphibole et un pendage de $20-40^\circ$ N a été observé au NE du massif.

(3) Granite fin équigranulaire pauvre en biotite intrusif dans le précédent est observé en plusieurs points en bordure du complexe.

(4) Microgranite affleurant dans le centre du massif ainsi que près du puits de Takellout.

Le massif est traversé par des filons N–S assez nombreux, moins cependant que dans l'encaissant. Ce sont des rhyolites, des felsites, des porphyres, des microdiorite sombres. Ces filons sont parfois suivis de rhyolites mises en place dans les mêmes fissures et qui reprennent les roches basiques en enclaves. Ils sont identiques à ceux qui traversent les filons annulaires externes de microsénite au N de Kidal dans la région d'In Tadeini et d'Ichoualen.

Le massif de Soufia (Fig. 2), à l'ESE de Kidal, est un massif circulaire d'un diamètre de 10 km. Il n'a été touché que sur son bord S où affleure un granite grossier à amphibole biotite à tendance porphyroïde. La majorité des filons acides du faisceau N–S centré sur ce massif sont tronqués par lui.

Le massif de Sendemen (Fig. 2), situé au NE de Kidal,

en forme de croissant ouvert vers le S et large de 20 km environ, est formé de deux venues principales identiques aux deux faciès principaux du complexe de Takellout:

(1) Granite grossier hypersolvus à amphibole, souvent altéré et rouge, qui forme la moitié de la corne E. Un petit témoin de ce granite est conservé en écran sur la bordure N de la structure.

(2) Granite à perthite oligoclase biotite qui forme la plus grande partie du massif et présente des bordure à faciès miarolitique et localement des filon-couches de microgranite à proximité de l'encaissant.

Cette structure recoupe un champs filonien acide de direction NNO-SSE.

Les complexes septentrionaux

Ils se distinguent des complexes situés autour de Kidal-Tibeljeljeline par la dominance des faciès hyperalcalins et par une association intime avec les plateaux rhyolitiques.

Le pointement d'Iléatène (Fig. 2) a été signalé par Karpoff (1961) comme "le granite le plus récent de l'Adrar" qui recoupe les laves rhyolitiques du Tiralrar et les formations volcano-sédimentaires sus-jacentes. Ce petit massif (1,5 × 3 km) est localisé dans la zone de failles et de flexure N-S qui limite à l'O le plateaux rhyolitique du Tiralrar. Il s'agit d'un granite hypersolvus à grain moyen très altéré et rougi, bordé au NE par un petit ring dyke de microsyénite. Un écran de socle de 200-300 m de large peut localement s'intercaler entre le granite et la microsyénite.

L'Adrar Tisset (Fig. 2) est un massif allongé NE-SO, long de 3 km, large de 1,5 km, qui traverse le Groupe Volcanique d'Oumassène (Fabre *et al.* 1982). Visité seulement par Karpoff (1960), il s'agit d'un granite fin hyperalcalin, à structure micropegmatitique, à perthite + amphiboles sodiques + aegyrine + un peu de biotite.

L'Adrar Ibadjan (Fig. 2) forme un dôme de 8 × 5 km émergeant des rhyolites du Tiralrar. Il est composé de granite et de microgranite hyperalcalins et ne paraît traversé par aucun dyke. Il a été visité à dos de chameau (seul moyen de locomotion possible sur le plateau de Tiralrar) par E. Ball en 1983.

L'Adrar Dourit (Fig. 2) situé à l'E du Tiralrar est un massif allongé N-S (18 × 8 km) en forme d'haricot. Il est composé essentiellement d'un granite hyperalcalin grossier parfois pegmatitique. Sur sa bordure S, un granite rose à amphibole-biotite est recoupé par des filons aplitiques.

L'Adrar Ebrhoren, d'une quinzaine de kilomètres N-S et environ 8 km O-E à l'origine, a été clivé par un décrochement subméridien sénestre, d'une dizaine de kilomètres de rejet qui lui a donné sa forme actuelle très allongée (Fig. 2). Il s'agit d'un granite hyperalcalin grossier présentant sur ses bordures des faciès moyen à fin souvent miarolitiques.

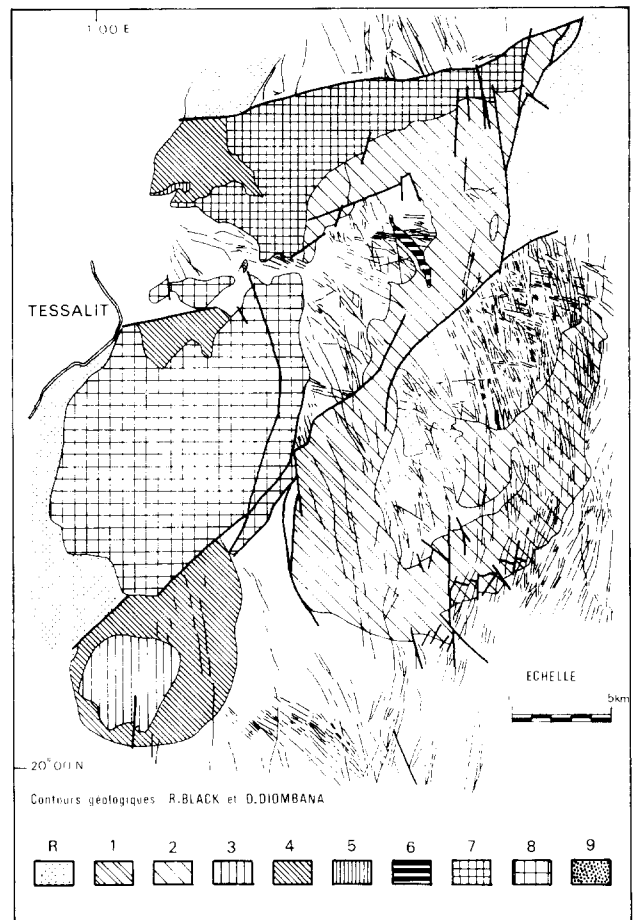


Fig. 10. Carte géologique du complexe annulaire de Tessalit. (1) Rhyolite, (2) lambeaux de microgranites, (3) granite à perthite-amphibole-biotite, (4) granite à 2 feldspaths-biotite ± amphibole, (5) granite à 2 feldspaths-biotite, (6) granite fin à biotite, (7) microsyénite quartzique, (8) granite hyperalcalin à grain grossier, (9) granite hyperalcalin à grain moyen, (10) granite hyperalcalin à grain fin.

Le massif d'Alimamas (Fig. 2), en forme de corne NE-SO, de 8 km de long à 2-3 km de large paraît relayer au S le granite d'Ebrhoren. Vers l'O on le voit intruder et s'envoyer sous des coulées rhyolitiques et ignimbritiques identiques à celles du Tiralrar, le contact à faible pendage O devenant horizontal plus à l'O. Ce granite hyperalcalin grossier présente localement des faciès fins ou pegmatitiques tout à fait comparables au granite d'Ebrhoren.

Ichoualen (Fig. 2), situé entre le Tiralrar et le Tamedjelalen, est constitué par un filon annulaire incomplet, d'O en E, large d'une dizaine de kilomètres, et 13-20 km du N au S, composé de microsyénite quartzique à tendance hyperalcaline, traversé par une épine dorsale de même nature qui recoupe les rhyolites horizontales, que l'on observe ici en discordance sur le granite de Tahrmet. Le ring-dyke de microsyénite est traversé par quelques filons subméridiens.

Le complexe de Tessalit (Fig. 10, en cours d'étude) est le massif le plus septentrional de la province malienne. D'un diamètre de plus de trente kilomètres, il est intrusif dans des rhyolites (type Tiralrar) et comporte plusieurs centres d'intrusions. Nous distinguons les venues suivantes:

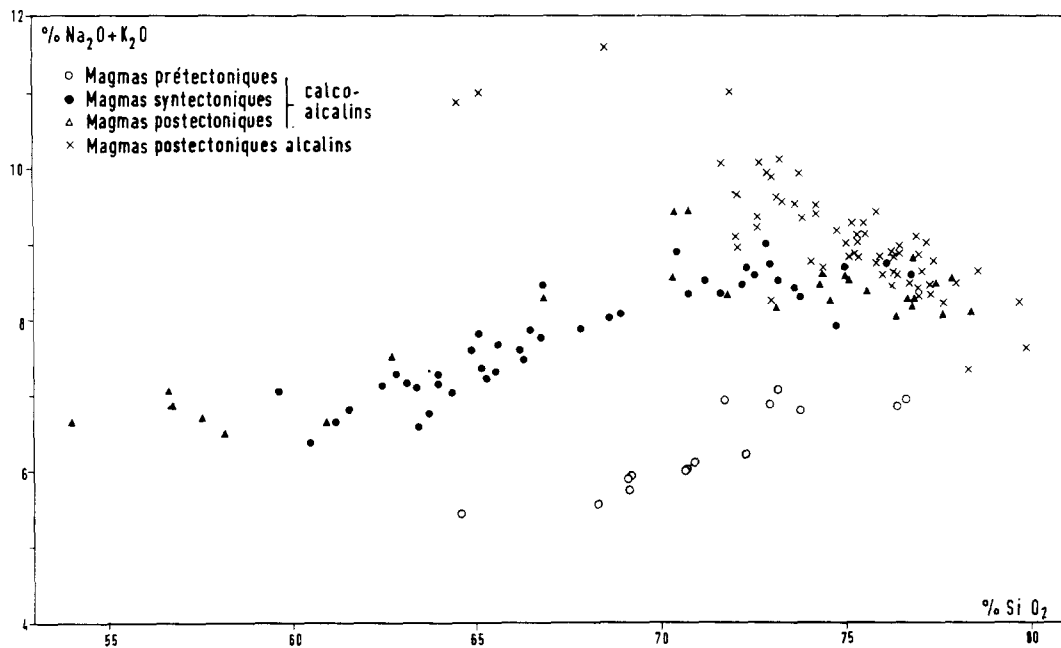


Fig. 11. Diagramme SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de tous les termes du batholite des Iforas (Liégeois et Black 1984): magmas pré-tectoniques calcoalcalins pauvres en K_2O , magmas syn- et post-tectoniques calcoalcalins riches en K_2O et magmas post-tectoniques II alcalins.

(1) Microgranite en panneaux et en enclaves dans le granite (2).

(2) Granite à perthite–amphibole–biotite.

(3) Granite à perthite–oligoclase–biotite \pm amphibole.

(4) Granite à perthite–oligoclase–biotite.

(5) Granite fin à biotite.

(6) Microsyénite quartzique.

(7) Granite hyperalcalin grossier.

(8) Granite hyperalcalin à grain moyen.

(9) Granite hyperalcalin à grain fin.

Situé à proximité du mégacisaillement subméridien de Tessalit–Anefis ($0^\circ 50' \text{E}$), ce complexe s'individualise par la présence de nombreux contacts faillés et par l'injection d'essaims filoniens acides N–S entre les phases plutoniques successives.

EVOLUTION GEOCHIMIQUE

Le grand intérêt de la province alcaline sursaturée des Iforas est qu'elle suit de très près un régime de subduction et de collision. L'individualisation chimique des diverses familles calcoalcalines et alcalines apparaît clairement sur un simple diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (Fig. 11) (Liégeois et Black 1984). Ce cadre géodynamique, à l'opposé des provinces anorogéniques du Nigéria et du Niger, est comparable à celui des complexes alcalins du bouclier nubio-arabique à la fin du Pan-Africain (Harris 1981) et de la Corse au Permien (Bonin 1980).

Comme nous avons pu le constater, malgré une assez grande diversité minéralogique, les types de roches constituant la province alcaline ont des compositions très restreintes allant de la syénite quartzique au granite. Les analyses chimiques (Ba 1982, Hascoët-Fender 1983)

permettent de dégager les caractères essentiels de ce magmatisme:

(1) Toutes les roches sont riches en silice, les syénites quartziques contenant 64–68% SiO_2 et les granites 72–79% SiO_2 .

(2) Les teneurs en CaO et en MgO sont toujours très basses. La faible teneur en CaO se reflète dans la nature du plagioclase, qui excède rarement 15% d'anorthite. La faible teneur en MgO et le rapport $\text{FeO}^{\text{T}}/\text{FeO}^{\text{T}} + \text{MgO}$ élevé apparaît dans la nature des ferromagnésiens: fayalite, pyroxènes (hédénbergite, aegyrine), amphiboles (ferrohornblende, ferrosichtérite, arfvedsonite) et micas ferrifères (lépidomélane).

(3) Les teneurs en K_2O (4,0–5,6) et en Na_2O (3,4–5,1) ne sont pas particulièrement élevées pour des granites. En proportion moléculaires Na_2O est légèrement en excès sur K_2O .

(4) Les roches sont presque exclusivement hyperalcalines ($\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) avec acmite normative et métalumineuses ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 < \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + 2\text{CaO}$), ni acmite ni corindon dans la norme; les faciès hyperalumineux ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + 2\text{CaO}$) sont rares et la teneur en corindon normative n'excède pas 1%.

(5) Le fluor est toujours abondant, particulièrement dans les granites.

(6) Le bore est déficient et il y a absence de tourmaline.

(7) Les teneurs en thorium, zirconium, rubidium et terres rares sont élevées. Les spectres de terres rares (travaux en cours) présentent des formes "en mouette" et sont tout à fait comparables à ceux des provinces alcalines sursaturées anorogéniques. Ces caractères généraux sont typiques des provinces anorogéniques intraplaques (cf. Nigéria, Niger, Soudan . . .).

La lignée hyperalcaline comprend des termes métalumineux et hyperalcalins francs qui se distinguent

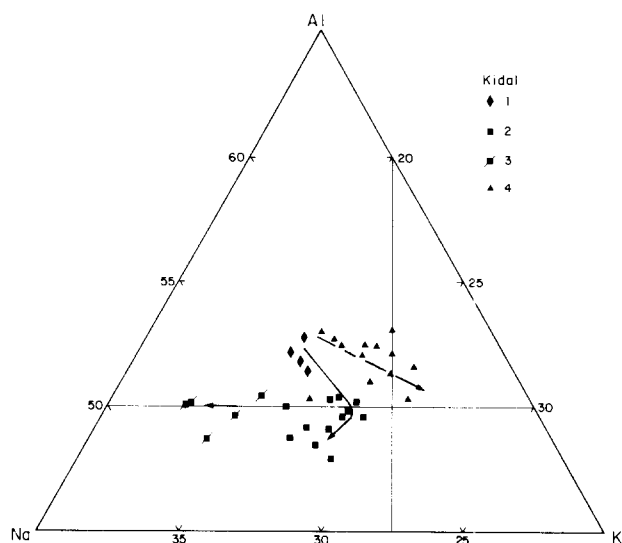


Fig. 12. Diagramme Na-K-Al (atomique) pour le massif de Kidal. (1) Syénites, (2) granites hypersolvus hyperalcalins, (2') granites albitiques hyperalcalins, (3) granites métalumineux.

des termes de la lignée alumineuse par un rapport $Na + K/Al$ supérieur ou égal à 0,98. Les syénites présentent en général un indice d'agpaïcité plus bas et des teneurs en CaO , FeO^T , MgO plus élevées. Dans certains cas le stade hyperalcalin est déjà atteint au stade syénite (Ichoualen). Dans le cas de Kidal-Tibeljeljeline l'évolution allant des microsyténites aux granites hypersolvus à aegyrine arfvedsonite, en passant par des termes de transition à \pm fayalite + hédenbergite + amphiboles calcosodiques et sodiques, se fait à $Na + K/Al$ croissant et K/Na sensiblement constant, puis dans le champ hyperalcalin à K/Na décroissant (Fig. 12). Cette évolution se calque parfaitement sur celle des granites hypersolvus à tendance hyperalcaline de Corse (Bonin 1980, 1982). Un effet plagioclase accompagné du fractionnement des minéraux colorés précoces (péridots, clinopyroxènes et amphiboles calciques) peut amener à l'individualisation d'un liquide très alcalin mais encore saturé en alumine, le fractionnement intense des feldspaths alcalins (effet orthose) peut conduire des granites métalumineux aux granites hyperalcalins. Ce stade magmatique est suivi par dissolution et recristallisation en présence de phases fluides hyperalcalines fluorées au stade hydrothermal. L'évolution du granite hyperalcalin à albite microcline par rapport au granite hypersolvus hyperalcalin se traduit à $Na + K/Al$ constant par une chute du rapport K/Na (albitisation des feldspaths alcalins). Le contraste des évolutions se retrouve dans les diagrammes binaires Rb-Sr (Fig. 13) et Ba-Sr (Fig. 14) où les points représentatifs des analyses du granite hyperalcalin à albite microcline et de certains des granites hyperalcalins hypersolvus se situent dans les champs hydrothermal de Bonin *et al.* (1978), alors que les autres se situent dans le champs magmatique, témoignant d'un fort fractionnement des feldspaths alcalins. Dans ce schéma, jouent un rôle actif dans la différenciation les feldspaths et les minéraux colorés calciques (clinopyroxènes et amphiboles), les péridots étant par leur faible représentation assez secondaires. Par contre,

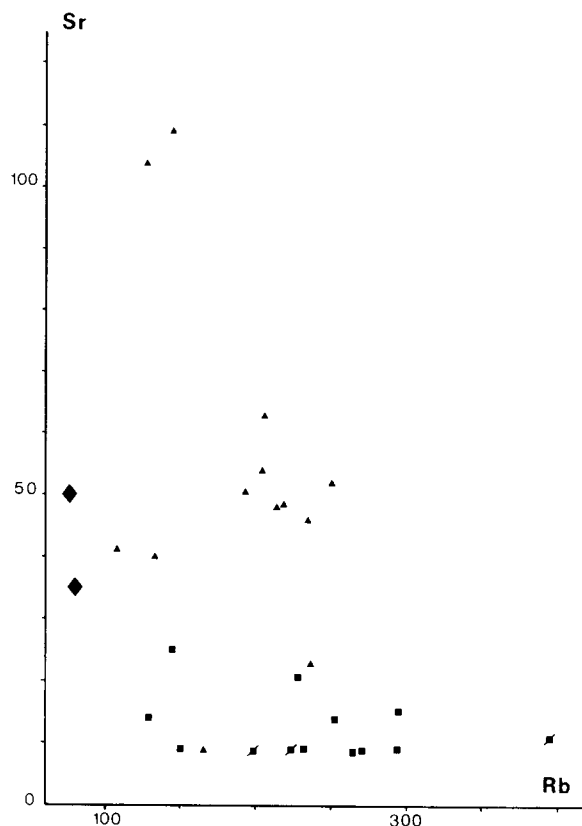


Fig. 13. Diagramme Rb vs. Sr pour le massif de Kidal. Même symboles que la Fig. 12.

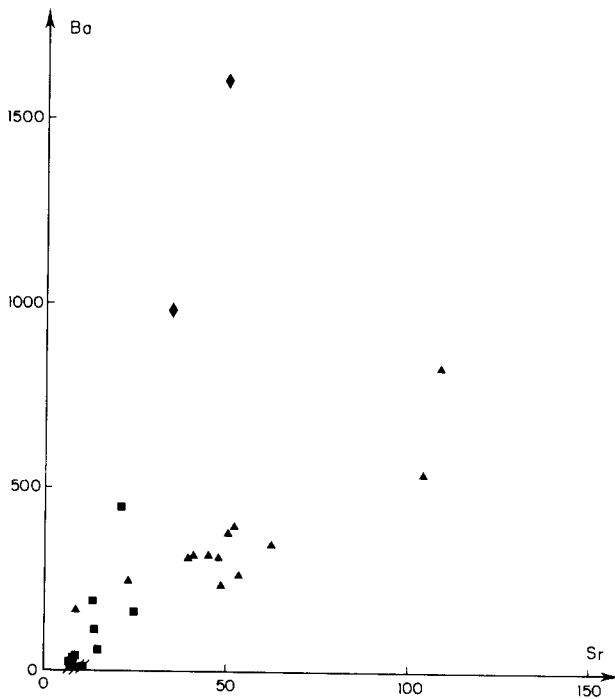


Fig. 14. Diagramme Ba vs. Sr pour le massif de Kidal. Même symboles que la Fig. 12.

les minéraux colorés sodiques (clinopyroxènes, amphiboles, aenigmatite) et potassiques (biotite) reflètent la composition des liquides et des fluides au solidus ou en dessous et ne peuvent être les moteurs de l'évolution. L'apparition de ces minéraux tardifs se fait en milieu hyperalcalin, c'est à dire pour $Na + K/Al > 1$.

La lignée alumineuse ne comprend que des termes granitiques et il manque les termes basiques et intermédiaires précurseurs. Elle comprend des termes faiblement hyperalumineux (1% corindon normatif) et des termes métalumineux, qui se distinguent de la lignée hyperalcaline par un indice d'agpaïcité $< 0,98$. Les moins évolués sont des microgranites (e.g. K_2 , K_4) qui peuvent représenter la souche des autres granites, tant hypersolvus que subsolvus. Dans le diagramme Na-K-Al (Fig. 12), l'évolution se traduit par une diminution du rapport $Na + K/Al$ et du rapport Na/K , l'augmentation relative de K se marquant par la présence de biotite et les perthites à $K > Na$. La baisse relative des teneurs en Na et Fe se traduit par l'absence de minéraux sodiques ferrifères. On peut proposer comme explication un fractionnement d'oligoclase basique, de ferrohornblende et de clinopyroxène si l'on admet que les enclaves sombres parfois présent et dans la lignée alumineuse sont des cumulats (Didier 1973, Bonin 1982).

L'indépendance de la lignée alumineuse par rapport à la lignée hyperalcaline apparaît plus évidente dans les diagrammes Rb-Sr (Fig. 13) et surtout Ba-Sr (Fig. 14). Les microgranites sont plus riches en Sr (100 p.p.m.), moins riches en Ba (500-800 p.p.m.) que les syénites (50 p.p.m. Sr, 1000 p.p.m. Ba). Ceci suppose des sources proches indépendantes, mais pas forcément une origine primaire différente.

Les altérations hydrothermales sont limitées (chlorite-épidote-fluorine-rare muscovite) et ne modifie pas fondamentalement les compositions chimiques. Cette rareté des phénomènes hydrothermaux tardifs est un caractère propre à la province des Iforas, au sein des "Younger Granites" de l'Afrique occidentale. En effet, les albitisations, les greisenisations sont communes tant au Niger (Tarraouadji, Elméki) qu'au Nigéria (Ririwai, Jos-Bukuru). Par contre, les complexes des Iforas comprennent de nombreuses intrusions de granite subsolvus, qui les rapprochent des complexes de Corse. Les granites hypersolvus sont peu abondants et généralement précèdent les granites subsolvus (e.g. Kidal-Tibeljeljeline K_5 , K_5 sont antérieurs à K_{6-8} ; Timedjelalen T_4 précède le granite subsolvus T_5 ; Tessalit Te_2 est antérieur à Te_{3-5}) Il n'y a pas de différences minéralogiques marquées: les amphiboles sont identiques mais les biotites et les chlorites sont légèrement plus ferrifères dans les granites hypersolvus. Les microgranites sont un peu moins évolués (amphiboles édénites, biotite à Mg-Fe) et peuvent être la souche commune. Pour tenir compte de la succession granite hypersolvus-granite subsolvus et de 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 métalliques: les

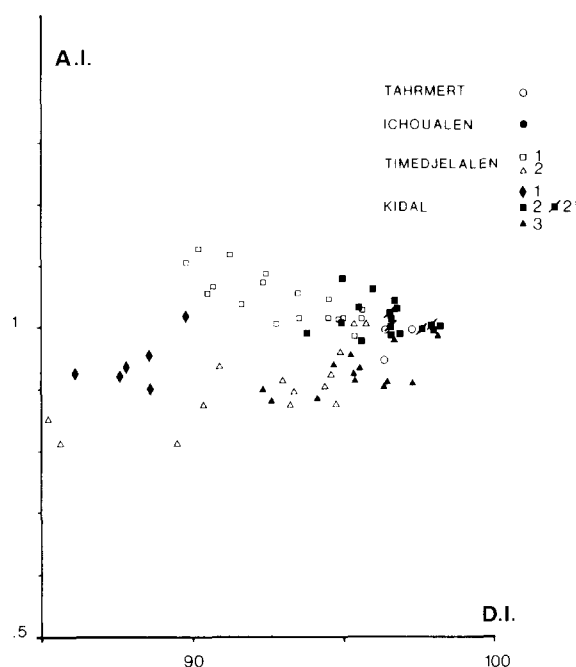


Fig. 15. Diagramme AI ($Na + K/Al$) vs. D.I. ($Qz + Or + Ab$ normatifs). Kidal: même symboles que dans la Fig. 12. Timedjelalen: (1) granites hyperalcalins, (2) granites métalumineux.

granites subsolvus, par la pauvreté de leur cortège métallogénique, contrastent avec les granites albitiques, sièges d'altérations subsolvus et porteurs de nombreux éléments (Bowden et Kinnaird 1978, Bowden 1979, Martin et Bonin 1976).

L'origine même de la lignée alumineuse reste controversée. Pour tenir compte de la dualité des lignées granitiques, plusieurs hypothèses ont été proposées:

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

(ii) Origine mantélique de la lignée hyperalcaline à partir d'un magma basique et origine crustale par anatexie induite de la lignée alumineuse (Bailey et Schairer 1966, Barker *et al.* 1975, 1976, Bowden 1970, Walker 1975, Wones 1974). L'absence de termes basiques et intermédiaires empêche de conclure définitivement. Néanmoins, la présence sur une même isochrone à rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ bien défini, tant pour le massif de Kidal que pour celui de Timedjelalen (25 et 20 points, respectivement, Liégeois et Black 1984) suggérerait plutôt une origine commune. Cependant, comme les microgranites alumineux ont des compositions en éléments en traces moins évoluées que les syénites et microsnyénites, une séparation des lignées avant le stade des syénites et peut-être au départ du processus magmatique est nécessaire. Ces deux lignées se marquent très bien également sur le diagramme AI versus DI (Fig. 15).

CONCLUSIONS

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 pan-africains 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 conservé au sein des complexes. Le volcanisme rhyolitique des Iforas est d'origine fissurale alors qu'au Nigéria 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 faciès subsolvus à perthites-oligoclase-chlorite sont abondants tandis que les faciès hypersolvus prédominent au Nigéria et au Niger où les faciès albitisés sont associés à des greisens 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 (Liégeois et Black 1984) en contraste avec le Nigéria et Niger où les granitoïdes pan-africains de l'encaissant d'origine essentiellement crustale ont déjà redistribué et concentré ce métal (Black 1984).

Nos préjugés 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 (Liégeois et Black 1983, 1984).

Remerciements—Nous remercions le professeur J. Lameyre pour ses critiques éclairées. Ce travail s'est fait dans le cadre d'une collaboration entre la Direction de la Géologie et des Mines du Mali, le Centre Géologique et Géophysique de Montpellier et l'E.R.A. 1011 Laboratoire de Pétrologie de l'Université de Paris VI. Les travaux ont été financés par le CNRS, le Fond d'Aide et de Coopération et le BRGM. J.P.L. a bénéficié d'une aide financière du FNRS et du Ministère de l'Education Nationale belge.

REFERENCES

- 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 Doct. Ing., U.S.T.L. Montpellier*.
- Bailey, D. K. et Schairer, J. F. 1966. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of the alkaline rocks. *J. Petrol.* **7**, 114-170.
- Barker, F., Millard, H. T. Jr., Hedge, C. E. et O'Neil, J. R. 1976. Pikes Peak batholith: geochemistry of some minor elements and isotopes, and implications for magma genesis. *Geol. Soc. Am. Guidebook, Ann. Mtng. Colo. School Mines*.
- Barker, F., Wones, D. R., Sharp, W. N. et Desborough, G. A. 1975. The Pikes Peak Batholith, Colorado Front Range, and a model for the origin of the gabbro-anorthosite-syenite-potassic granite suite. *Precamb. Res.* **2**, 97-160.
- 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.
- Black, R. 1965. Sur la signification pétrogénétique 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, Univ. P. et M. Curie, Paris*, 756 pp.
- Bonin, B. 1982. Les granites des complexes annulaires. *Bur. Rech. géol. minière, 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.
- 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.
- Caby, R. 1980. Les nappes précambriennes du Gourma dans la chaîne pan-africaine du Mali. Comparaisons avec les Alpes Occidentales. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* **21**, 365-376.
- Caby, R. 1981. Associations volcaniques et plutoniques pré-tectoniques de la bordure de la chaîne pan-africaine en Adrar des Iforas (Mali): un site de type arc-cordillère au Protérozoïque supérieur. *Abstr. 11th Colloq. Afr. Geol.*, Milton Keynes, 30 pp.
- Caby, R., Bertrand, J. M. L. et Black, R. 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, central Sahara. Dans: *Precambrian Plate Tectonics* (Edité par Kröner, A.), pp. 407-430. Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J. 1973. *Granites and their Enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Fabre, J., Ba, H., Black, R., Caby, R., Leblanc, M. et Lesquer, A. 1982. La chaîne pan-africaine, son avant-pays et la zone de suture au Mali. *Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500 000*, Bamako, Mali.
- Fabriès, J. et Rocci, G. 1965. Le massif granitique du Tarraoudji (République du Niger). Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux. *Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr.* **88**, 319-340.
- Ferguson, A. K. 1978. The crystallisation of pyroxenes and amphiboles in some alkaline rocks and the presence of a pyroxene compositional gap. *Contr. Miner. Petrol.* **67**, 11-15.
- Giret, A., Bonin, B. et Leger, J. M. 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Can. Miner.* **18**, 481-495.
- 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.

- Hascoët-Fender, J. 1983. La pétrologie du complexe annulaire alcalin de Timedjelalen. *D.E.A.*, Université Paris VI.
- Jacobson, R. R. E., MacLeod, W. N. et Black, R. 1958. Ring-complexes in the Younger Granite Province of northern Nigeria. *Mem. geol. Soc. Lond.* **1**, 72 pp.
- Karpoff, R. 1960. La géologie de l'Adrar des Iforas. Thèse Paris 1958. *Publ. Bur. Rech. géol. minière, Dakar*, **30**.
- Karpoff, R. 1961. Le granite nigritien d'Ileathène dans l'Adrar des Iforas (Sahara central). *C.r. somm. Soc. géol. Fr.* **6**, 166.
- Liégeois, J. P. et Black, R. 1983. Preliminary results on the geology and geochemistry 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-alcaline-alcaline 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.
- Ly, S. 1979. Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas (NE Mali). *Thèse Doct.-Ing., U.S.T.L. Montpellier*.
- 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.
- 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.
- Quin, J. P. 1968. Les granites alcalins et hyperalcalins du Nord-Ouest de la Corse. *Thèse d'Etat*, Université Marseille, 540 pp.
- 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.
- Upton, B. G. J. 1974. The alkaline province of South-West Greenland. Dans: *The Alkaline Rocks* (Edité par Sørensen, H.), pp. 221-237. John Wiley, London.
- Wones, D. R. 1974. Igneous petrology of some plutons in the northern part of the Penobscot Bay area. *NEIGC, Orono, Maine* **A7**, 99-114.