

## Le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar

CHRISTIAN NICOLLET

Centre Universitaire de Tuléar, Madagascar, et Laboratoire de Pétrologie des Zones Profondes USTL,  
Montpellier, France\*

(Reçu le 13 juin 1984)

**Résumé**—Le volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar comprend: (1) des coulées turoniennes et campaniennes d'olivine-tholéïtes et quartz-tholéïtes typiques de marge continentale passive; elles sont contemporaines de la séparation Indé-Madagascar, (2) un système filonien composé de tholéïtes, de basaltes alcalins, de basanites et d'olivine-néphélinites (?); non daté, cet événement magmatique est-il à rattacher au déplacement du Nord vers le Sud de Madagascar au cours de la séparation de l'île avec l'Afrique ou l'Antarctique, entre 150 MA et 80-90 MA? Ou bien est-il contemporain des coulées tholéïtiques turoniennes et campaniennes ou encore postérieures à celles-ci? et (3) des necks et coulées à faible extension de laves alcalines post-pliocène (?) associés aux failles subsidentes qui ont fonctionné pendant tout le tertiaire.

LES MANIFESTATIONS magmatiques post précambriennes débutent au crétacé par de vastes épanchements volcaniques fissuraux tholéïtiques (Fonteilles 1967). Les coulées basaltiques et rhyolitiques, accompagnées d'un système filonien se localisent sur les côtes de l'île (Fig. 1). Des massifs annulaires intrusifs leurs sont associés. Au cours du tertiaire et du quaternaire, d'importants massifs volcaniques d'affinité alcaline vont se mettre en place principalement dans la moitié Nord du pays (Brenon et Bussière 1959). Ce sont principalement les massifs de l'Ankaratra, de l'Itasy, de la Montagne d'Ambre (Fig. 1).

Il est actuellement admis que les séries magmatiques se localisent dans des domaines structuraux bien définis selon leur nature. Le magmatisme intraplaque continentale obéit aux lois qui régissent la tectonique des plaques. Aussi, on peut essayer de définir à quels mécanismes géodynamiques est lié le volcanisme à Madagascar. C'est dans ce but que nous avons abordé l'étude du volcanisme dans le Sud-Ouest de Madagascar.

### MODE DE GISEMENT ET PETROGRAPHIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU SUD-OUEST

Le volcanisme comprend dans le SW de Madagascar trois unités distinctes:

(1) Des épanchements basaltiques souvent prismés forment un affleurement sensiblement Nord-Sud de deux cents kilomètres de long et quelques kilomètres de large (Fig. 2). Cet affleurement représente la partie visible de deux niveaux d'épanchement (Besairie et Collignon 1972): une coulée turonienne de trente mètres d'épaisseur, représentée uniquement dans le Nord du secteur; un niveau campanien constitué de cinq coulées dont l'épaisseur totale varie de quelques mètres à deux cents mètres. Ces coulées de type "basaltes des plateaux" s'étendent vers l'Ouest, avec un pendage faible (10 à 20° W), jusqu'au milieu du Canal du Mozam-



Fig. 1. Le volcanisme à Madagascar. D'après le 1/1000000 ème et Besairie (1973). Le socle cristallin est figuré par des croix; le sédimentaire, par des pointillés laches. En noir et blanc, respectivement, les coulées de basaltes tholéïtiques et de rhyolites (turoniennes et campaniennes); tirets: filons de dolérites; (1), (2), (3), (4) et (5): massifs gabbroïques et granitiques crétacés (parfois annulaires) de Manama, d'Antampobato, du Cap St André, d'Ankilizato et d'Ambohiby-Bevato. En pointillés serrés, le volcanisme alcalin tertiaire et quaternaire comprend des basaltes alcalins, des basanites, des ankaratrites, des trachytes, des rhyolites et/ou des phonolites et parfois des ignimbrites. Les principaux massifs sont: (6) l'Ankaratra, (7) l'Itasy, (8) le lac Alaoatra, (9) le Tsaratanana, (10) la presqu'île d'Ampasindava, (11) la Montagne et le Cap d'Ambre, (12) Betsioky Nord.

\* Adresse de correspondance: C. Nicollet, B.P. 92, Tuléar, 601, Madagascar.

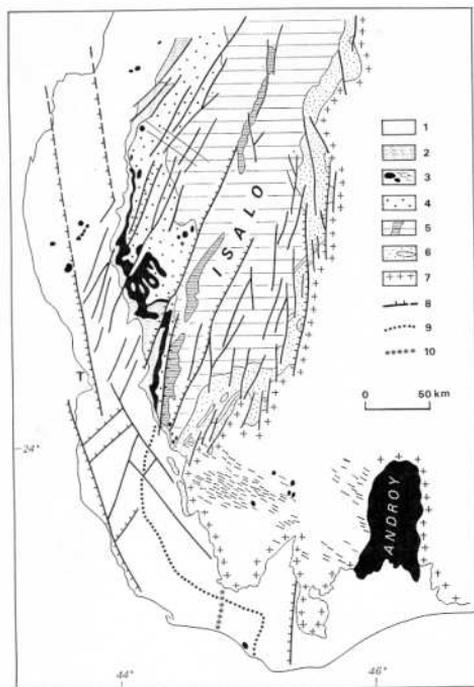


Fig. 2. Carte géologique simplifiée du SW de Madagascar (d'après le 1/1 000 000 ème, les 1/500 000 ème nos. 6 et no. 8, Boulanger 1957, Besairie et Collignon 1972); T: Tuléar. (1) Eocène marin et formations récentes. (2) Maestrichien marin discordant, (3) coulées, necks et filons volcaniques, (4) Crétacé anté-basaltique et Jurassique supérieur (alternance marine et continentale), (5) Isalo essentiellement continental (Trias moyen à Jurassique moyen), en tirets serrés: récif barrière Bajocien, (6) Sakoa-Sakamena (Carbonifère supérieur à Trias inférieur) continental avec minces intercalations de calcaires récifaux (en blanc), (7) socle cristallin précambrien, (8) faille (avec tirets: faille normale), (9) limite Est des coulées basaltiques, (10) limite Est du Maestrichien et de l'Eocène marins.

bique et vers le Sud, jusqu'aux environs du Cap Sainte Marie, extrémité Sud de l'île. Elles sont recouvertes en discordance par le calcaire marin Maestrichien et le tertiaire (Fig. 2). Les points d'émission sont des necks de quelques dizaines de mètres de diamètre que l'on observe lorsque la coulée est érodée. Quelques affleurements de brèches rhyolitiques sont signalées mais représentent un volume négligeable par rapport aux basaltes (Besairie et Collignon 1972). Pétrographiquement, le basalte est une roche noire, compacte à grain fin ou les phénocristaux de plagioclases sont rares. Les vacuoles, peu abondantes, sont vides ou remplies de verre dévitrifiée. Les enclaves sont rares et de petite taille (quelques centimètres cubes). Les basaltes prismés de Vineta (sur la nationale no. 7) montrent des enclaves de roches métamorphiques (leptynites à sillimanite, pyrcilasites) souvent transformées par thermométamorphisme en bichites de couleur noire. Au microscope, les microlites (environ 0,05 mm) de labrador, de clinopyroxène

granuleux et de minéraux opaques baignent dans un verre interstitiel. Besairie et Collignon (1972) signalent parfois de l'olivine.

(2) Un système filonien forme un faisceau de 150 km de long et 30 à 40 km de large, d'orientation générale N60°W (Boulanger 1957), reliant l'extrémité Sud des épanchements précédents avec le massif volcanique créta-cé de l'Androy (Andriamirado 1970) composé de basaltes tholéiitiques et de rhyolites (Fig. 2). Il comprend plus de cinq cents filons sub-verticaux atteignant parfois plusieurs kilomètres de long avec une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Ce sont principalement des basaltes et dolérites alcalines et tholéiitiques et rarement des roches intermédiaires et acides. Les roches basiques d'affinité alcaline sont plus nombreuses que les roches tholéiitiques et montrent une répartition géographique: les tholéiites sont rares dans la partie occidentale du système filonien mais semblent prédominer en s'approchant du massif de l'Androy. On distinguera donc:

(a) des basaltes identiques à ceux des épanchements volcaniques précédemment décrits (Besairie *et al.* 1957); des dolérites renfermant du labrador, de l'augite et parfois de la pigeonite, de l'orthopyroxène et de l'olivine, démontrant ainsi leur caractère tholéiitique,

(b) des basaltes alcalins contenant du labrador, de l'augite titanifère zonée, de l'olivine, des minéraux opaques et un peu de néphéline (et/ou analcime) interstitielle. Le clinopyroxène, l'olivine et plus rarement le plagioclase et le spinelle vert peuvent former des phénocristaux. Les phénocristaux de clinopyroxène présentent parfois un aspect spongieux vraisemblablement lié à un phénomène de résorption (Fig. 3). Les dolérites alcalines montrent des granules d'olivine, de l'augite violacé subophitique, parfois un peu de biotite, des minéraux opaques, des baguettes de plagioclase et de l'analcime interstitielle (Fig. 4).

(c) des basanites, dans lesquelles le plagioclase est rare; l'olivine et l'augite titanifère, souvent en phénocristaux, baignent dans une matière incolore isotrope (analcime?). Les phénocristaux de clinopyroxènes peuvent montrer l'aspect spongieux observé dans les basaltes alcalins. Par place, la biotite et une hornblende brune se développent autour de l'augite et la remplacent constituant ainsi des lentilles lamprophyriques centimétriques (Fig. 5).

(d) les roches intermédiaires et acides sont rares. Il s'agit de lattites et de rhyolites. Les premières contiennent des phénocristaux de plagioclase, de sanidine et de rares minéraux ferromagnésiens transformés en chlorite. La mésostase est constituée de microcristaux rectangulaires de feldspath, d'aiguilles de clinopyroxènes, de granules d'opaques et parfois de biotite. Les rhyolites sont constituées d'un ensemble microcristallin de quartz, feldspath et minéraux opaques dans lequel baignent des phénocristaux de plagioclase, sanidine et parfois de quartz et

(e) Besairie (1970) signale des necks d'ankaratrites (= olivine - néphélines?) composés d'olivine, d'augite titanifère et de néphéline. Il n'est peut-être pas néces-



Fig. 3. Phénocrystal de clinopyroxène spongieux bordé de clinopyroxène en équilibre dans un basalte alcalin. On note que le centre du minéral n'est pas spongieux. Un spinelle vert en inclusion est entouré de granules d'opaques et de plagioclase (L.N.).

Fig. 4. Plage d'analcime interstitielle dans une dolérite alcaline (L.N.).

Fig. 5. Amas d'amphiboles brunes remplaçant le clinopyroxène dans une basanite (L.N.).

saire de distinguer ces roches des basanites.

Lacroix (1923), Boulanger (1957), Brenon et Bussièrre (1959) donnent un âge crétacé supérieur au système filonien par similitude avec les épanchements volcaniques de l'Ouest et du massif de l'Androy. Pourtant cette analogie n'est que partielle puisque le système filonien contient une grande variété de roches basiques inconnues dans les coulées crétacées.

(3) Au Nord de Tuléar, en particulier à Betsioky Nord, le pliocène (?) est traversé par des necks de basanites et téphrites accompagnés de coulées à faible extension (quelques kilomètres carrés) (Besairie et Collignon 1972). Ces roches mélanocrates montrent peu de minéraux leucocrates exprimées. La proportion relative de l'augite et de l'olivine est variable.

## GEOCHIMIE

Les colonnes A et B (Tableau 1) comprennent des roches de l'ensemble de l'Ouest malgache, du Massif de l'Androy et quelques laves du système filonien. Ces basaltes sont des tholéïtes à olivine caractéristiques du volcanisme de marge continentale passive. Les coulées du Sud-Ouest ne comprennent que des tholéïtes à quartz. Le rapport FeO/MgO augmente régulièrement entre les tholéïtes à olivine dans lesquelles il est inférieur à 2 et les tholéïtes à quartz où il est supérieur à 2. Les deux groupes de roches montrent des teneurs élevées en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> témoignant d'une oxydation importante du fer. Ils se distinguent entre eux essentiellement par des pourcentages plus élevés en MgO et plus faibles en TiO<sub>2</sub> et K<sub>2</sub>O dans les tholéïtes à olivine. Celles-ci, moins alumineuses et plus potassiques que les basaltes des

fonds océaniques, présentent des similitudes avec les tholéïtes à olivine des îles océaniques (e.g. Hawaii, Irvine et Baragar 1971). La composition des tholéïtes à quartz est typique de celle des basaltes de marge continentale passive mais aussi comparable à celle des tholéïtes à quartz d'Islande (Brooks et Jakobson 1974). Certaines roches riches en MgO montrent une accumulation de l'olivine. D'autres contenant de nombreux phénocristaux de bytownite ont des teneurs élevées en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et CaO.

Dans la colonne C est donnée la moyenne de 19 basaltes et dolérites alcalines (avec un pourcentage en néphéline normative inférieur à 10%). Aucune distinction n'apparaît entre les dolérites et les basaltes: un changement de texture dans un filon ne s'accompagne pas nécessairement de modification chimique. Ces roches sont différenciées et l'indice de différenciation (I.D.) varie de 15 (picrite) à 40 (hawaïite). Les teneurs en chrome et nickel décroissent rapidement avec l'augmentation de l'I.D. suggérant un fractionnement précoce de l'olivine, du clinopyroxène et peut-être également du spinelle. Géographiquement, des filons avec des valeurs variées de l'I.D. peuvent se rencontrer dans un secteur limité. Ainsi, au village de Gogogogo, on rencontre, sur cinq cents mètres des filons comprenant des basaltes picritiques jusqu'aux hawaïites auxquels s'associent des roches intermédiaires et acides. Les filons basiques ont une composition de basalte alcalin pauvre en K<sub>2</sub>O: les teneurs augmentent régulièrement entre 0,29 et 1,20% au cours de la différenciation. On note les faibles teneurs en titane ainsi qu'une augmentation de cet élément en fonction du rapport FeO total/MgO: une telle tendance est observée habituellement dans les séries tholéïtiques et est attribuée à

Tableau 1. Compositions chimiques des roches volcaniques du Sud-Ouest de Madagascar

n:	A 12	B 7	C 19	D 3	E 3	F 1	G 2
SiO <sub>2</sub>	49,78 (1,33)	47,01 (0,65)	45,81 (1,42)	42,98 (1,22)	54,82 (1,88)	65,16	41,99 (0,42)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,80 (1,18)	13,23 (2,13)	15,71 (1,31)	14,55 (0,90)	14,81 (1,16)	14,4	13,12 (0,04)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,4 (1,11)	4,09 (1,16)	1,42 (0,15)	1,26 (0,09)	1,26 (0,15)	0,57	1,68 (0,04)
FeO	9,52 (1,42)	8,46 (1,51)	9,48 (0,99)	8,43 (0,60)	8,39 (1,02)	3,81	11,20 (0,31)
MnO	—	—	0,18 (0,02)	0,16 (0,02)	0,14 (0,01)	0,08	0,20 (—)
MgO	4,64 (0,77)	8,21 (1,67)	8,81 (2,5)	9,96 (0,89)	1,42 (0,26)	0,26	8,10 (—)
CaO	9,60 (0,5)	11,32 (1,30)	10,19 (1,56)	10,85 (1,04)	3,40 (0,21)	1,92	10,71 (0,16)
Na <sub>2</sub> O	2,70 (0,35)	2,4 (0,34)	2,87 (0,71)	3,34 (0,68)	3,62 (0,46)	3,43	3,13 (0,07)
K <sub>2</sub> O	0,86 (0,25)	0,57 (0,35)	0,75 (0,35)	1,56 (0,27)	4,48 (0,65)	5,44	1,75 (0,19)
TiO <sub>2</sub>	3,2 (1,20)	1,99 (0,68)	1,61 (0,34)	1,77 (0,13)	1,31 (0,18)	0,48	3,63 (0,09)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35 (0,18)	0,3 (0,09)	0,37 (0,11)	0,65 (0,21)	0,70 (0,18)	0,11	1,18 (—)
H <sub>2</sub> O	2,38 (0,97)	2,60 (1,37)	1,89 (1,71)	3,41 (2,02)	4,34 (2,93)	2,72	1,94 (0,23)
Oz	5,8 (1,8)	—	—	—	3,91 (1,64)	18,51	—
Or	5,1 (1,5)	3,3 (2,2)	4,57 (2,24)	7,66 (2,56)	28,18 (4,47)	33,68	10,30 (1,13)
Ab	22,7 (3,2)	20,3 (3)	20,11 (7,80)	8,21 (1,53)	32,52 (3,50)	30,36	7,05 (2,62)
Neph	—	—	2,68 (1,98)	13,11 (2,78)	—	—	10,55 (1,20)
An	19,8 (3,7)	25,8 (4,3)	28,60 (3,02)	21,08 (3,68)	11,53 (2,17)	8,18	16,55 (0,64)
Di	22,1 (4,4)	23 (8,2)	17,41 (6,44)	25,56 (5,74)	1,96 (1,25)	1,01	24,40 (1,13)
Hyp	9,2 (4,5)	8,5 (3,1)	—	—	15,79 (1,61)	6,21	—
Ol	—	9,3 (9)	20,56 (2,04)	17,68 (2,65)	—	—	15,90 (0,85)
Magn	6,3 (1,6)	5,9 (1,7)	2,11 (0,22)	1,90 (0,10)	1,91 (0,22)	0,86	2,45 (0,21)
Ilm	6,1 (2,3)	3,8 (1,3)	3,17 (0,68)	3,54 (0,27)	2,67 (0,42)	0,96	2,50 (—)
Ap	0,7 (0,4)	0,6 (0,2)	0,78 (0,24)	1,39 (0,22)	1,52 (0,4)	0,23	7 (—)

(A) Tholéïtes à quartz; (B) tholéïtes à olivine; (C) filons de basaltes alcalins; (D) filons de basanites; (E) filons de latites; (F) filon de rhyolite; (G) necks de basanites post pliocène (Betsioky Nord). ( ) Ecart type; n nombre d'échantillons. Les analyses A et B sont de Lacroix (1923) et Besairie *et al.* (1957), les autres analyses sont réalisées par le Centre Géologie Géophysique de l'U.S.T.L. Montpellier.

un fractionnement tardif des oxydes de fer et titane (Miyashiro et Shido 1975).

Les basanites (analyse D) se distinguent des basaltes et dolérites alcalines par des teneurs plus faibles en  $\text{SiO}_2$  et plus fortes en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{H}_2\text{O}$ . Par contre, les teneurs en  $\text{TiO}_2$  sont également faibles.

Les trois filons de latites (analyse E) et le filon de rhyolite (analyse F) sont associés aux filons de basaltes alcalins (village de Gogogogo). Les latites sont légèrement sursaturées en silice et la rhyolite contient une quantité modérée de quartz normatif. Le lien géographique entre les basaltes alcalins et les roches intermédiaires et acides, la sursaturation modérée en silice de ces dernières permet d'envisager que ces roches sont liées génétiquement.

Les basanites post pliocène de Betsioky Nord ont des teneurs en  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  plus élevées que dans les basanites du système filonien (analyse G).

## CONCLUSIONS

Les coulées tholéitiques crétaées de la côte Sud de Madagascar sont typiques d'un volcanisme de marge continentale passive. Celui-ci est pénécotemporain de la séparation de l'Inde et de Madagascar. Les relations chronologiques entre ces tholéites et les volcanites sous saturées du système filonien ne sont pas claires. L'existence d'associations magmatiques à néphélines à olivine, basanites, basaltes alcalins et tholéites dans des contextes géotectoniques similaires (e.g. Trapps du Deccan, Girod 1978) ou bien dans des îles océaniques (e.g. Hawaii, Irvine et Baragar 1971) suggère que les différentes roches du Sud malgache puissent être de même âge. Toutefois, on peut envisager que le système filonien se soit mis en place au cours du déplacement du Nord vers le Sud de Madagascar par rapport à l'Afrique entre 150 MA et 80–90 MA (Norton et Sclater 1979, Segoufin et Patriat 1981) ou bien lors de la séparation de Madagascar et de l'Antarctique, postérieurement à 109 MA (Segoufin et Patriat 1981). Le système filonien pourrait constituer dans ce cas un stade précoce de rift continental avorté. Une troisième hypothèse est que les roches sous saturées soient postérieures aux tholéites et peut-être alors, contemporaines du volcanisme alcalin du nord de Tuléar. Celui-ci, situé au voisinage de la faille

de Tuléar, est certainement lié aux mouvements verticaux qui persistent depuis la fin de la séparation Afrique–Madagascar et qui, selon Noizet (1973), se poursuivraient actuellement.

Il reste enfin à définir l'origine des magmas à partir desquels ces différentes roches ont cristallisées: doit-on considérer que les tholéites à quartz dérivent des tholéites à olivine par cristallisation fractionnée en se basant sur le fait que le rapport  $\text{FeO}/\text{MgO}$  croît régulièrement entre ces roches (O'Hara 1973)? En fait, la dispersion des tholéites dans un diagramme  $\text{TiO}_2$  en fonction de ce rapport suggérerait plutôt une évolution distincte de ces deux séries.

## BIBLIOGRAPHIE

- Andriamirado, R. 1970. Géochronologie de quelques formations volcaniques "crétaées" de Madagascar. *C.R. Sem. Géol. Madagascar* 53–54.
- Besairie, H. 1970. Description géologique du Massif ancien de Madagascar. Doc. Bur. Géol. no. 177e, Tananarive.
- Besairie, H. 1973. Brève revue du volcanisme à Madagascar. *Arch. Bur. géol. Madagascar* A 2189.
- Besairie, H. et Collignon, M. 1972. Géologie de Madagascar—Les terrains sédimentaires. *Ann. Géol. Madagascar* no. 35.
- Besairie, H., Boulanger, J., Brenon, P., Bussière, P., Emberger, A. et De Saint Ours, J. 1957. Le volcanisme à Madagascar. *Trav. Bur. Géol. Madagascar* no. 83.
- Boulanger, J. 1957. Le système volcanique fissural du pays Mahafaly. *Bull. Soc. géol. France* 6, 529–537.
- Brenon, P. et Bussière, P. 1959. Le volcanisme à Madagascar. *Bull. Volcan. Naples*, 21, 77–93.
- Brooks, C. K. et Jakobson, S. P. 1974. Petrochemistry of the volcanic rocks of the North Atlantic ridge system. In: *Geodynamics of Iceland And The North Atlantic Area* (Edited by Kristjansson), pp. 139–154.
- Fonteilles, M. 1967. Appréciation de l'intérêt métallogénique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. *Bull. B.R.G.M.* 1, 121–154.
- Girod, M. 1978. *Les Roches Volcaniques. Pétrologie et Cadre Structural* (Edited by Doin).
- Irvine, T. N. et Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523–547.
- Lacroix, A. 1923. *Minéralogie de Madagascar* (Edited by Chalmel), Paris.
- Miyashiro, A. et Shido, F. 1975. Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Am. J. Sci.* 275, 265–277.
- Noizet, G. 1973. Héritage tectonique et disposition structurale de l'Ouest malgache. *Bull. Acad. Malg.* 50, 115–117.
- Norton, I. O. et Sclater, J. G. 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. geophys. Res.* 84, 6803–6830.
- O'Hara, M. J. 1973. *Nature*, Lond. 243, 507.
- Segoufin, J. et Patriat, P. 1981. Reconstructions de l'Océan indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. *Bull. Soc. géol. France* 23, 603–607.