

Le volcanisme cénozoïque de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal) : cadre chronologique et géodynamique

par GILBERT CREVOLA*, JEAN-MARIE CANTAGREL** et CHRISTIAN MOREAU**

Mots clés. – Datations K-Ar, Cénozoïque, Volcanisme, Géodynamique, Presqu'île du Cap-Vert, Sénégal, Afrique de l'Ouest, Marge atlantique.

Résumé. – La province volcanique cénozoïque, alcaline et faiblement différenciée, de la presqu'île du Cap-Vert est située sur la marge passive atlantique de l'Afrique de l'Ouest. On distinguait généralement jusqu'ici sur des bases stratigraphiques deux épisodes volcaniques : l'un Miocène et l'autre Quaternaire, séparés par une phase d'altération continentale.

Vingt-six datations isotopiques ont été effectuées sur des roches volcaniques provenant de 23 gisements. Ces données, combinées à des observations stratigraphiques et géodynamiques nouvelles, précisent la chronologie du volcanisme et démontrent une longue activité discontinue dans le temps. Le début de l'activité volcanique, à la limite Eocène-Oligocène, semble contemporain de l'émersion généralisée du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien. L'épisode néogène commence à l'Aquitainien, mais l'essentiel de l'activité volcanique est d'âge serravallien et tortonien et est en relation avec une importante activité tectonique. Le Pliocène, qui est caractérisé par une phase d'altération latéritique, montre une lacune de l'activité volcanique. Le Quaternaire montre deux phases principales d'activité volcanique, vers 1,4 Ma et 1 Ma, les dernières éruptions ayant lieu vers 0,60-0,70 Ma. L'activité volcanique de la presqu'île du Cap-Vert apparaît semblable à celle des archipels du Cap Vert et des Canaries par son cadre géodynamique, son âge et ses caractères magmatiques.

The Cenozoic volcanism of the Cap-Vert peninsula (Sénégal) : chronological and geodynamic framework

Key words. – K-Ar ages, Cenozoic, Volcanism, Geodynamics, Cap-Vert peninsula, Senegal, West Africa, Atlantic margin.

Abstract. – The Cenozoic weakly differentiated alkaline volcanic province of the Cap-Vert peninsula is located on the Atlantic passive margin of West Africa. Two volcanic episodes were usually distinguished on stratigraphical grounds, a Miocene one and a Quaternary one, separated by a phase of continental weathering.

Twenty-six K-Ar age determinations were carried out on volcanic rocks from 23 occurrences. These data, along with stratigraphical and geodynamic data, improve the previous chronology of the volcanism, indicating an episodic long-lasting volcanic activity.

The onset of the volcanic activity at the Eocene-Oligocene boundary seems to be coeval to the generalized emersion of the Senegal-Mauritania sedimentary basin. The Neogene episode started in the Aquitanian, but most of the volcanic events are of Serravallian and Tortonian age and are linked with an important phase of tectonic activity. The Pliocene, which is marked by a phase of lateritic weathering, shows a gap of volcanic activity. The Quaternary volcanism shows two episodes of activity at 1.4 Ma and 1 Ma; late and minor events took place at about 0.60-0.70 Ma.

The volcanic activity of the Cap-Vert peninsula appears broadly similar to those of the Cap Vert and Canary archipelagoes in its geodynamic setting, age and magmatic characteristics.

Extended abstract. – The Cenozoic alkaline volcanism of the Cap-Vert peninsula province occurs at the westernmost part of the Senegal basin, extending both onshore and offshore over a large area (200 × 150 km). Two volcanic episodes are usually distinguished on stratigraphical grounds, a Miocene one and a Quaternary one, separated by a phase of continental weathering. This paper presents a set of geochronological, stratigraphical and geodynamic data, leading to a refinement of the chronological and geodynamic framework of this volcanism. Then, these data allow comparisons to be made with the volcanic provinces of the Cap Vert and Canary archipelagoes, located on the oceanic margin of West Africa.

Geological and stratigraphical framework

The Senegal basin is a typical passive margin half-basin, whose development is linked to the opening of the Central Atlantic, which began in Middle Jurassic times. The tectonic setting of the volcanism corresponds to (a) the transition from continental to oceanic crust, (b) a physiographic high bounded by E-W trending faults, regarded as continuations of oceanic transform faults, (c) swarms of N-S trending faults, regarded as old listric faults of the passive margin. In the Cenozoic, the old weakness zones were reactivated and the region was uplifted in two main phases of late Eocene and Neogene age. These events are marked in the series of the continental shelf by several unconformities, among which the most prominent (D2) is regarded as end-Eocene in age [Gomez and Barusseau, 1984].

The Tertiary volcanism consists of numerous small occurrences of lavas and tuffs, scattered over an area 100 km long, from Dakar to the east of Thiès. The youngest sedimentary formations cross-cut by dykes or pipes are Middle Eocene in age and most occurrences are capped by an iron crust regarded as Pliocene. The tuffs of the Anse Bernard pipe in Dakar give valuable stratigraphical informations. They contain *Lepidocyclina*-bearing limestone blocks of Oligocene age, in which basaltic clasts were found to occur. These facts show, on the one hand, that the pipe emplacement is post-Oligocene and, on the other hand, that an as old as Oligocene volcanic event, recorded by the basaltic clasts, took place in the Dakar area. The Tertiary lavas are strongly undersaturated alkaline rocks, ranging from olivine-melilite-nephelinites to basanites.

* Inst. Géodynamique, Univ. Michel de Montaigne, Bordeaux III, Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex.

** URA 10 CNRS, Univ. Blaise Pascal, 5, rue Kessler, 63035 Clermont-Ferrand cedex.

Manuscrit déposé le 1 août 1991; accepté après révision le 6 mai 1994.

The Quaternary volcanism is confined to the head of the Cap-Vert peninsula. It consists mainly of a complex volcanic edifice, the Mamelles volcano, with its related lava flows. But two older volcanic events corresponding to lava flows interbedded with the so-called infrabasaltic sands, are known. The Quaternary lavas are more evolved than the Tertiary ones. They are hawaiites displaying two main textural types : an aphanitic basalt and a medium-grained dolerite.

Isotopic dating – discussion of the results

Twenty-six age determinations were carried out on volcanic rocks from 23 occurrences, using the K-Ar method on whole rock samples. These data indicate an episodic long-lasting volcanic activity during about 35 m.y., starting at the Eocene-Oligocene boundary and ending in the Middle Pleistocene at about 600 000 years. Though these results obtained by the sole K-Ar method must be used with caution, references to stratigraphical and geodynamic data lead to some important conclusions.

The onset of volcanic activity appears to have taken place in the Oligocene as shown by the two oldest dates and by the presence of volcanic clasts in the *Lepidocyclina*-bearing limestones. This phase of activity may be related to the regional uplift and emersion accompanying the late Eocene phase. The Neogene volcanic episode started probably in the Aquitanian, but the most important activity took place in the Serravallian and the Tortonian. It can be related to the Neogene tectonic phase whose precise chronology remains unknown in the region. A period of quiescence of several million years corresponds to the Pliocene, which is marked by a phase of lateritic weathering.

The two main Quaternary volcanic units yielded ages of 1.4 Ma and 1 Ma, in agreement with their stratigraphical position. The age of the Mamelles volcanism, based on four dates from various formations, is around 1 Ma. This result is in agreement with two previous dates [Hébrard *et al.*, 1969] and with the fact that the emplacement of the different flows seems to occur rapidly, since there are no palaeosoils or sands between them. Late and minor events took place later at about 0.60-0.70 Ma.

These data do not indicate any spatial migration of volcanic activity through this province.

Geodynamic framework of the volcanism of West African Atlantic margin

The three volcanic provinces of the West African Atlantic margin i.e. the Cap-Vert peninsula, the Cap Vert archipelago and the Canary archipelago share common characteristics :

- they rest on an oceanic crust (Cap Vert islands, most, if not all, Canary islands), or on a transitional crust (Cap-Vert peninsula and possibly the easternmost Canary islands);
- they display a Cenozoic undersaturated alkaline magmatism, which lasted approximately 30-35 m.y.;
- they were affected by repeated phases of uplift during the Cenozoic : the uplifted blocks are bounded by previous weakness zones (of E-W transform trend and/or of N-S to NE-SW passive margin trend).

From a chronological point of view, a Middle to late Cretaceous alkaline magmatism occurred in the Senegal basin (Léona dome near Saint-Louis), in the Cap Vert archipelago (Maio) and also probably in the Canary archipelago. Later, the Cenozoic volcanism occurred in all three provinces from Oligocene up to Quaternary with peaks of activity in the Miocene and Plio-Pleistocene. As was emphasized by several authors [Dillon and Sougy, 1974; Anguita and Hernan, 1975; Van der Linden, 1981; Jansa and Wiedmann, 1982; Araña and Ortiz, 1991] this volcanism should be related to reactivation of old weakness zones, in response to Alpine compressional events occurring in the Mediterranean realm.

I. – INTRODUCTION

En Afrique de l'Ouest, la province volcanique cénozoïque alcaline faiblement différenciée de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal), est située sur la bordure occidentale du bassin sédimentaire côtier sénégal-mauritanien (fig. 1A) [Bellion et Crevola, 1991]. Elle comporte un grand nombre de pointements volcaniques, pour la plupart de petite taille, disséminés sur une centaine de kilomètres depuis la tête de la presqu'île jusqu'à l'est de Thiès (fig. 1B et 2). On lui rattache également les hauts-fonds volcaniques du pourtour de la presqu'île ainsi que le dôme sous-marin de Cayar, situé à une centaine de kilomètres au nord, l'ensemble s'inscrivant dans une aire de 200 × 150 km (fig. 1B). Les aires volcaniques se marquent par d'importantes anomalies gravimétriques positives (110 mgal pour l'anomalie de la presqu'île du Cap-Vert, 160 mgal pour l'anomalie du dôme de Cayar).

Le volcanisme de la presqu'île du Cap-Vert est classiquement divisé en un volcanisme miocène, disséminé dans toute la presqu'île, et en un volcanisme quaternaire, cantonné à la tête de la presqu'île, ces deux volcanismes étant

séparés par une phase d'altération latéritique fini-tertiaire [Combiér, 1934; Gorodiski, 1952; Tessier, 1954]. L'hypothèse de l'existence d'un volcanisme plus ancien, et peu développé, d'âge crétacé supérieur à paléocène, a été également avancée [Tessier, 1954]. Si l'âge des deux volcanismes miocène et quaternaire peut être approché à l'aide des données stratigraphiques, seul le volcanisme quaternaire avait fait jusqu'ici l'objet de deux datations isotopiques publiées [Hébrard *et al.*, 1969].

Nous présentons dans cette note un ensemble de données géochronologiques, stratigraphiques et géodynamiques permettant de préciser la chronologie et le cadre géodynamique de ce volcanisme. Une comparaison avec les volcanismes des îles du Cap Vert et des Canaries permettra ensuite de mieux apprécier l'évolution géodynamique récente de la marge atlantique de l'Afrique de l'Ouest. Les datations isotopiques concernent une vingtaine de gisements représentatifs. Certaines d'entre-elles ont été brièvement présentées antérieurement [Cantagrel *et al.*, 1976] ou citées dans divers travaux relatifs au volcanisme de la presqu'île [Crevola, 1980a et b; Bellion et Guiraud, 1984; Dia, 1982; Bellion et Crevola, 1991; Lo *et al.*, 1992].

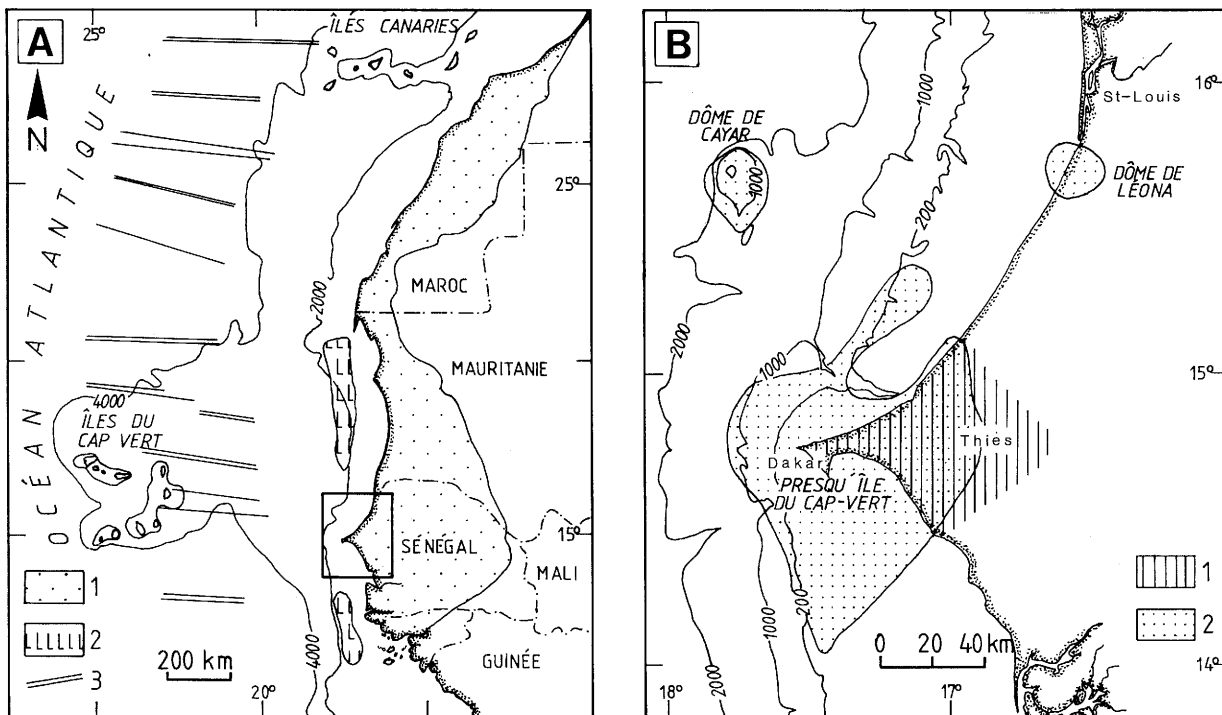


FIG. 1. — Cartes de situation.

A. — Marge occidentale de l'Afrique de l'Ouest. 1 : bassins sédimentaires côtiers ; 2 : zones à diapirs évaporitiques ; 3 : zones de fractures (d'après Hayes et Rabinowitz [1975]).

B. — Région côtière du Sénégal. 1 : extension du volcanisme cénozoïque dans la presqu'île du Cap-Vert ; 2 : zones d'anomalies gravimétriques positives régionales (> 40 mgal).

FIG. 1. — Location maps.

A. — Western margin of western Africa. 1 : coastal sedimentary basins ; 2 : zones of evaporites diapiric structures ; 3 : fractures zones (after Hayes and Rabinowitz [1975]).

B. — Coastal area of Senegal. 1 : Cenozoic volcanism area in the Cap-Vert peninsula ; 2 : zone of regional positive gravimetric anomalies (> 40 mgal).

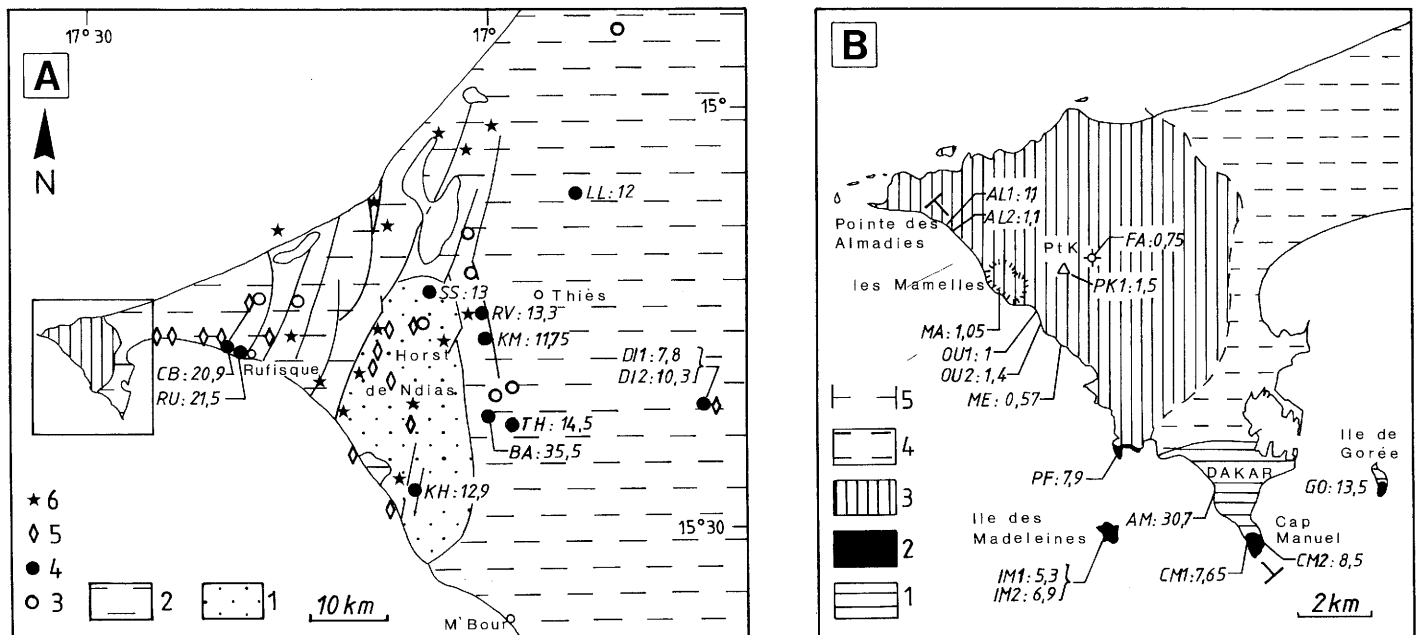


FIG. 2. — Cartes de localisation des principaux affleurements volcaniques.

A. — Presqu'île du Cap-Vert. 1 : Secondaire ; 2 : Tertiaire ; 3 : affleurements de laves non datées ; 4 : affleurements de laves datées ; 5 : tufs ; 6 : roches volcaniques rencontrées en sondages.

B. — Tête de la presqu'île du Cap-Vert. 1 : Tertiaire sédimentaire ; 2 : laves tertiaires ; 3 : volcanisme pléistocène ; 4 : sables et autres formations récentes ; 5 : localisation de la coupe figure 4.

FIG. 2. — Location maps of volcanic outcrops.

A. — Cap-Vert peninsula. 1 : Mesozoic ; 2 : Tertiary ; 3 : outcrops of non-dated lavas ; 4 : outcrops of dated lavas ; 5 : tuffs ; 6 : volcanic rocks found in drillings.

B. — Head of the Cap-Vert peninsula. 1 : Tertiary sedimentary formations ; 2 : Tertiary lavas ; 3 : Pleistocene volcanism ; 4 : Recent sands and other formations ; 5 : location of the cross-section of figure 4.

II. – CARACTÈRES DU VOLCANISME CÉNOZOÏQUE DE LA PRESQU'ÎLE DU CAP-VERT

A) Cadre géodynamique

Le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien est un bassin de marge passive développé en réponse à l'ouverture mésozoïque de l'Atlantique central, à partir de 180 Ma [Bellion, 1987]. Il se présente comme une structure monoclinale à faible pendage vers l'ouest, affectée par des failles normales subméridiennes délimitant des horsts et des grabens [Ritz *et al.*, 1987].

Cette portion de la marge atlantique de l'Afrique de l'Ouest a connu plusieurs périodes d'activité magmatique post-hercyniennes :

- un magmatisme triasico-liasique représenté par des dykes et des sills de nature tholéiitique, rencontrés dans les régions limitrophes du bassin sénégal-mauritanien en Guinée, au Mali et en Mauritanie [Bertrand, 1991; Sebai *et al.*, 1991];

- le magmatisme alcalin crétacé de Léona au sud de Saint-Louis (fig. 1B), représenté par un complexe syénitique alcalin connu par sondage. Il se met en place au début du Maastrichtien [Bellion et Crevola, 1991], en liaison avec une instabilité tectonique, marquée par des rejeux de failles et le début de l'ascension des diapirs de sel de Casamance et de Mauritanie;

- le volcanisme cénozoïque qui se développe sur la bordure occidentale du bassin, dans une zone correspondant au front du plateau continental.

Au niveau de la presqu'île du Cap-Vert, la marge continentale est caractérisée par un amincissement rapide vers l'ouest de la croûte continentale, la croûte océanique franche apparaissant à une centaine de kilomètres à l'ouest de Dakar [Liger, 1980]. Cette région est structurée par deux familles d'accidents profonds de direction E-W et N-S. Les premiers correspondent à d'anciennes grandes fractures de la Pangée propagées sous forme de failles transformantes dans la croûte océanique, après le rifting d'âge triasique à jurassique inférieur [Bellion et Crevola, 1991]. Ces failles délimitent le bloc exhaussé de la presqu'île du Cap-Vert qui sépare le bassin à évaporites de Casamance-Guinée au sud, de celui de Mauritanie au nord. Les seconds correspondent à d'anciennes fractures limitant les blocs crustaux basculés lors du rifting et propagées ultérieurement dans la pile sédimentaire secondaire du bassin.

Au Tertiaire, en écho des phases tectoniques alpines de l'aire méditerranéenne [Dillon et Sougy, 1974; Van der Linden, 1981], les anciens accidents sont réactivés et la région est en grande partie exondée. Deux épisodes tectoniques principaux sont distingués :

- le premier, majeur dans tout le bassin, entre la fin du Lutétien et la fin de l'Eocène, conduit à une émergence généralisée et détermine une structure en blocs faillés. Il se marque dans les séries du plateau continental par une importante discontinuité sédimentaire (discontinuité D2 de Seibold et Hinz [1974]) d'âge vraisemblablement fini-Eocène [Gomez et Barusseau, 1984];

- le second, plus local au Néogène, auquel le volcanisme apparaît essentiellement lié, voit la réactivation des structures antérieures. Il est caractérisé, dans la presqu'île du Cap-Vert, par une distension à double extension avec des directions d'allongement NE-SW et NW-SE, attestée par des failles normales à composante décrochante [Lompo, 1987]. Dans les séries du plateau continental, il se marque par plusieurs discontinuités sédimentaires successives [Gomez et Barusseau, 1984]. Cette activité tectonique, amenant une érosion rapide sur le continent, est également reflétée

dans les sédiments du plateau continental par la nature des argiles [Chamley, 1979].

B) Le volcanisme tertiaire

1) Cadre stratigraphique

Les formations sédimentaires les plus récentes recoupées par des intrusions de laves ou de tufs bréchiques sont, suivant les secteurs, d'âge éocène moyen, éocène supérieur ou, dans un cas, oligocène. Dans la plupart des affleurements, les formations volcaniques présentent une frange d'altération et sont surmontées par une cuirasse ferrugineuse. On estime généralement que l'élaboration de cette cuirasse s'est effectuée durant le Pliocène ou le Plio-Villafranchien [Tessier, 1965; Nahon et Démoulin, 1971]. En effet, dans le sud du Sénégal, la cuirasse surmonte des formations marines du « Continental terminal » datées paléontologiquement du Miocène moyen à supérieur [Tessier *et al.*, 1975]. Elle témoigne, en outre, d'un cycle de pénéplanation considéré en Afrique de l'Ouest comme d'âge pliocène [Michel, 1973]. En ce qui concerne le volcanisme sous-marin au large du Sénégal, des données de géophysique marine, corréliées avec des données de forages pétroliers, montrent que le dôme de Cayar, qui perce la discontinuité D2 datée de la fin de l'Eocène, s'est vraisemblablement mis en place au cours du Miocène [Seibold et Hinz, 1974; Gomez et Barusseau, 1984].

Par ailleurs, l'âge des tufs bréchiques a fait l'objet par le passé de controverses, en raison de leur mode de mise en place longtemps mal compris [Monod, 1949; Gorodiski, 1952; Tessier, 1954]. Ainsi, l'hypothèse d'un volcanisme crétacé supérieur ou paléocène [Tessier, 1954] reposait sur l'apparente interstratification de tufs dans des formations sédimentaires : tufs de l'Anse des Madeleines de Dakar interstratifiés dans les marnes des Madeleines d'âge paléocène ou ceux du horst de Ndias (sondages de Yéba et de Paki) dans des argiles maastrichtiennes. La démonstration d'une mise en place sous forme de sills, dykes et diatrèmes [Crevola, 1978] et leur association avec des laves, montrent l'appartenance de ces tufs au volcanisme miocène. La reconnaissance d'un dynamisme de diatrème permet, en outre, d'expliquer la présence dans les tufs de blocs effondrés plus jeunes que l'encaissant actuel, appartenant à des niveaux situés anciennement à l'aplomb des diatrèmes et maintenant érodés [Woolsey *et al.*, 1975].

Parmi les différents diatrèmes reconnus, celui de l'Anse Bernard – Anse Pasteur à Dakar présente un grand intérêt stratigraphique. D'une part, l'existence de blocs effondrés de calcaire à lépidocyclines d'âge oligocène [Butterlin, *in* Bellion et Guiraud, 1984] montre l'âge au moins post-oligocène de la mise en place de ces tufs. D'autre part, certains blocs de calcaire à lépidocyclines non altérés, provenant des sondages effectués en 1977 dans l'Anse Pasteur contiennent, parfois en abondance, des éléments volcaniques de petite taille (du mm à 2-3 cm). Un grand nombre de ces éléments sont des hyaloclastites bulleuses, à mise en place sous-marine possible. Ainsi se trouve aussi démontrée l'existence d'un volcanisme oligocène antérieur à contemporain de la sédimentation des calcaires à lépidocyclines. Ces derniers seront ultérieurement repris sous forme de blocs dans les tufs bréchiques lors du fonctionnement du diatrème.

2) Caractères volcanologiques et pétrologiques

Le volcanisme tertiaire est représenté à l'affleurement par une trentaine de corps volcaniques, le plus souvent de petite taille, et en profondeur par de nombreux corps filo-

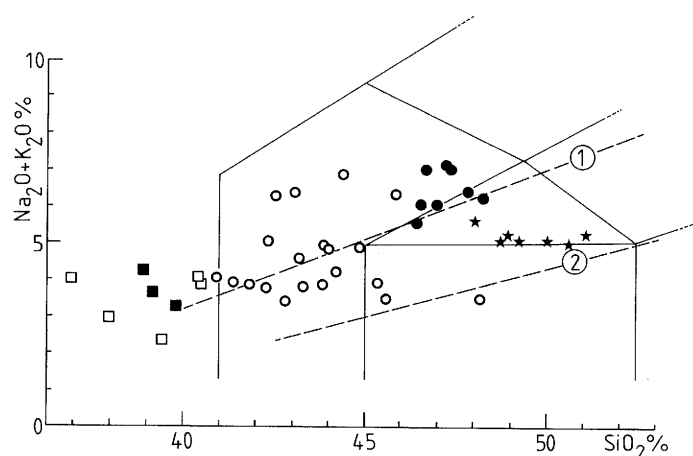


FIG. 3. — Diagramme T.A.S. pour les laves de la presqu'île du Cap-Vert. Carrés vides : néphélinites ; carrés pleins : néphélinites à mélilite ; cercles vides : basanites tertiaires ; cercles pleins : hawaïtes quaternaires ; étoiles : hawaïtes doléritiques quaternaires ; 1 : limite entre les domaines des laves modérément et fortement alcalines [Saggerson et Williams, 1964] ; 2 : limite entre les domaines des laves alcalines et tholéitiques d'Hawaï [Mac Donald et Katsura, 1964].

FIG. 3. — T.A.S. diagram for the lavas of the Cap-Vert Peninsula. Open squares : nephelinites ; solid squares : melilite-nephelinites ; open circles : Tertiary basanites ; solid circles : Quaternary hawaiites ; stars : Quaternary doleritic hawaiites ; 1 : boundary between moderately and strongly alkaline lavas [Saggerson and Williams, 1964] ; 2 : boundary between alkaline and tholeiitic lavas from Hawaii [Mac Donald and Katsura, 1964].

niens rencontrés dans des puits et des sondages [Fraudet, 1970 ; Dia, 1980 ; Bellion et Guiraud, 1984 ; Bellion et Crevola, 1991]. Il n'existe plus actuellement de parties aériennes bien conservées d'appareils, et de nombreux affleurements correspondent en fait à d'anciennes intrusions de subsurface. Une dizaine de diatèmes et de nombreux sills et dykes de tufs ont été reconnus [Crevola, 1978]. Les témoins du volcanisme tertiaire se répartissent en quatre groupes géographiques (fig. 2) :

- l'ensemble de la tête de la presqu'île, ou système de Dakar [Gorodiski, 1952], où se trouvent les affleurements basaltiques les plus étendus pouvant correspondre à des coulées (Cap Manuel, Gorée, îles des Madeleines) ;

- l'ensemble de Rufisque, où les tufs sont abondants ;

- l'ensemble du dôme de Ndias, qui comporte de nombreuses petites intrusions de laves et de tufs, liées à des failles ;

- l'ensemble de la région de Thiès, à l'est de la cuesta de Thiès, où le principal affleurement, celui de Diak, correspond vraisemblablement aux restes d'un lac de lave établi dans un maar.

Les laves tertiaires sont des roches basiques sodiques, moyennement à fortement alcalines, très sous-saturées ($2\% < \text{néphéline normative} < 25\%$) et non différenciées ($14 < \text{D.I.} < 30$) (fig. 3) [Crevola, 1980b ; Bellion et Crevola, 1991] : néphélinites à mélilite (Cap Manuel à Dakar), néphélinites (Anse des Madeleines à Dakar, Rufisque, Keur Mamour, Thiès 2, Bandia), basanites parfois doléritiques (nombreux gisements). A ces divers types pétrographiques peuvent être associés des pegmatitoïdes en filons ou en amas.

C) Le volcanisme quaternaire

1) Cadre stratigraphique (fig. 4)

Le volcanisme quaternaire a été très tôt distingué stratigraphiquement du volcanisme miocène. En effet, l'une de

ses coulées recouvre, à la pointe de Fann, la cuirasse latéritique fini-tertiaire, elle-même développée sur un corps basanitique [Combier, 1934]. Par ailleurs, les coulées du volcan des Mamelles surmontent les sables aquifères « infrabasaltiques », réputés quaternaires [Gorodiski, 1952]. Trois ensembles volcaniques successifs sont interstratifiés dans les sables [Crevola, 1980a ; Bellion et Guiraud, 1984 ; Bellion et Crevola, 1991], soit de bas en haut :

- un ensemble volcanique inférieur très peu épais, rencontré dans quelques sondages seulement ; il comporte des tufs et des laves très altérés ;

- un ensemble volcanique moyen, situé à la partie moyenne des sables. Il est représenté par une épaisse coulée doléritique, avec toutefois dans le sondage du Fort A, plusieurs coulées basaltiques sous-jacentes. Cet ensemble, connu surtout en sondage, affleure en quelques points (plages de Ouakam et de Mermoz, secteur du Point K et du Fort A) et présente une frange d'altération développée avant son enfouissement ;

- un ensemble volcanique supérieur, au sommet des sables. Il correspond au volcan des Mamelles et aux coulées qui en sont issues. Il affleure largement, mais peut être localement recouvert par des sables dunaires récents. Deux datations isotopiques anciennes ont permis d'attribuer à une coulée d'hawaïte et à une coulée d'hawaïte doléritique superposées de Fann des âges respectifs de $1,11 \pm 0,2$ Ma et de $0,84 \pm 0,1$ Ma (âges recalculés avec les constantes actuelles) [Hébrard et al., 1969].

2) Caractères volcanologiques et pétrologiques

Le volcan des Mamelles, seul centre volcanique important, est un appareil polygénique édifié au cours de plusieurs phases d'activité de dynamisme différent (fig. 4). Il montre successivement : (a) une activité phréatomagmatique édifiant un maar, (b) une activité strombolienne édifiant un cône de scories avec émission de coulées à la base du cône, (c) l'installation d'un lac de lave dans un large cratère né par effondrement annulaire au sein du cône, (d) la mise en place de cone-sheets doléritiques ayant pu alimenter la coulée doléritique terminale.

D'autres points secondaires d'émission ont également été mis en évidence : des filons doléritiques à la pointe des Almadies, et la cheminée de Mermoz à Fann qui recoupe plusieurs coulées issues du volcan des Mamelles (fig. 4).

Les laves quaternaires sont sensiblement plus évoluées que celles du volcanisme tertiaire (fig. 3). Ce sont des hawaïtes très sodiques, légèrement sous-saturées ($46,50\% < \text{SiO}_2 < 53\%$; $2\% < \text{néphéline normative} < 13\%$; $35 < \text{D.I.} < 45$). Du point de vue textural l'ensemble supérieur montre une évolution depuis des hawaïtes aphanitiques (coulée inférieure) jusqu'à des hawaïtes doléritiques vacuolaires à grain plurimillimétrique (coulée supérieure). Une évolution comparable a été observée, pour l'ensemble moyen, dans le sondage du Fort A.

III. — DATATION ISOTOPIQUE : PRÉSENTATION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS

A) Méthodes d'analyse

Vingt-six datations isotopiques par la méthode K-Ar concernant 23 gisements différents, ont été réalisées au laboratoire de Géochronologie de l'Université de Clermont-Ferrand (tabl. I). Les techniques analytiques utilisées ont été décrites par ailleurs [Cantagrel et Baubron, 1983]. Rappelons que les laves ont été analysées en « roche totale » (échantillon de 0,5 à 1 g broyé à 0,3-0,6 mm). L'argon ex-

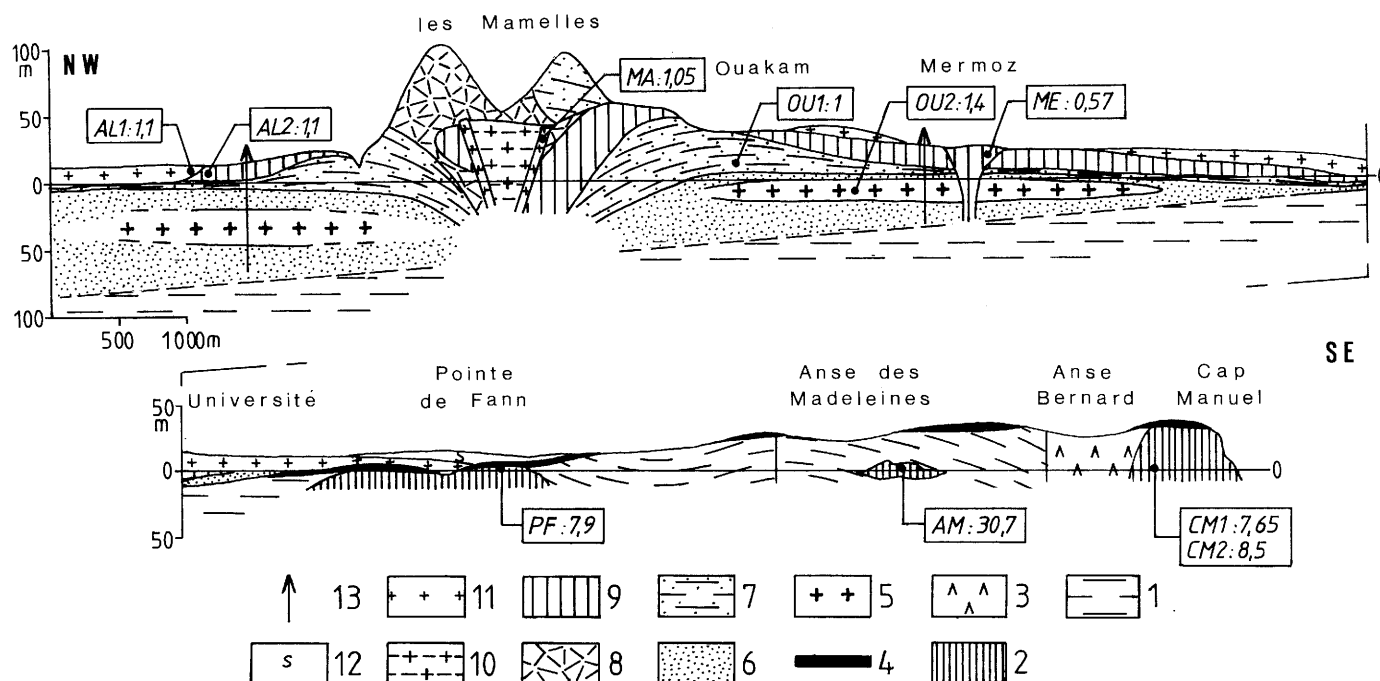


FIG. 4. — Coupe schématique de la côte ouest de la tête de la presqu'île du Cap-Vert montrant les relations entre les formations datées. 1 : Tertiaire sédimentaire; 2 : laves tertiaires; 3 : tufs tertiaires; 4 : cuirasse ferrugineuse; 5 : ensemble volcanique moyen; 6 : sables infra-basaltiques; 7 : dépôts de déferlantes basales; 8 : scories stromboliennes; 9 : coulées d'hawaïtes; 10 : coulées d'hawaïtes doléritiques dans le lac de lave; 11 : coulées d'hawaïtes doléritiques; 12 : sables récents; 13 : sondages.

FIG. 4. — Schematic cross-section of the western coast of the head of the Cap-Vert peninsula, showing relationships between dated volcanic formations. 1 : Tertiary sedimentary formations; 2 : Tertiary lavas; 3 : Tertiary tuffs; 4 : iron crust; 5 : middle volcanic unit; 6 : infra-basaltic sands; 7 : base-surge deposits; 8 : strombolian scoria; 9 : hawaiite flows; 10 : doleritic hawaiite flows in the lava lake; 11 : doleritic hawaiite flows; 12 : recent sands and other formations; 13 : drillings.

TABLE I. — Ages isotopiques des formations volcaniques de la presqu'île du Cap-Vert.

TABLE I. — Isotopic ages of the Cap-Vert peninsula volcanic formations.

éch.	localisation	nature	K %	Ar atm.%	Ar40*ng/g	age(Ma)	erreur
ME	Mermoz, coulée	hawaïte	1,285	87,8	0,503	0,57	±0,04
FA	Fort A, sondage(59-63m)	hawaïte	1,24	96,8	0,647	0,75	±0,23
MA	Mamelles, cone-sheet	hawaïte dol.	0,58	94,7	0,042	1,05	±0,2
AL1	Almadies, coulée	hawaïte dol.	0,599	82,5	0,046	1,1	±0,06
AL2	Almadies, coulée	hawaïte	1,37	70	0,105	1,1	±0,05
OU1	Ouakam, bloc dans tuf	hawaïte	1,82	86,7	0,129	1	±0,1
OU2	Ouakam S, coulée	hawaïte dol.	0,74	83,4	0,071	1,4	±0,2
PK1	N du point K, coulée	hawaïte dol.	0,692	74,4	0,071	1,5	±0,1
IM1	Ile des Madeleines, coulée	basanite	0,795	79,8	0,291	5,3	±0,3
IM2	Ile des Madeleines, coulée	basanite dol.	1,11	46,5	0,533	6,9	±0,2
PF	Pointe de Fann, coulée	basanite	0,552	56,9	0,303	7,9	±0,4
CM1	Cap Manuel W, coulée	basanite	0,814	76,1	0,432	7,65	±0,4
CM2	Cap Manuel E, coulée	néphéline mél.	0,917	40,7	0,556	8,5	±0,4
DI1	Diak, lac de lave?	basanite	0,917	67,7	0,499	7,8	±0,5
DI2	Diak, lac de lave?	basanite dol.	0,954	75,4	0,688	10,3	±0,6
KM	Keur Mamour, filon	néphéline	0,602	68,2	0,493	11,75	±0,35
LL	Lam-Lam, sill	basanite	0,406	92,6	0,328	12	±1,5
KH	Khazabe, filon	basanite	0,715	59,7	0,642	12,9	±0,3
SS	Sen Sérère, coulée	basanite	0,642	37,2	0,59	13	±0,5
RV	Ravin des voleurs, filon	basanite	0,853	57,7	0,781	13,3	±0,6
GO	Ile de Gorée, coulée	basanite	0,721	44,3	0,675	13,5	±0,4
TH	Thié 2, filon	néphéline	0,607	73,6	0,61	14,5	±0,5
CB	Cap des Biches, sill	basanite	0,957	25,8	1,39	20,9	±0,6
RU	Rufisque, coulée	néphéline	0,18	88,7	0,271	21,5	±2
AM	Anse des Madeleines, sill	néphéline por.	0,185	73,3	0,396	30,7	±2
BA	Bandia, filon	néphéline	0,547	48,4	1,36	35,5	±1,5

trait par fusion sous vide après un dégazage à température modérée (120°C) est dosé par dilution isotopique (« spike » $^{38}\text{Ar} = 0,6 \times 10^{-10}$ mole TPN par analyse) avec un spectromètre de masse MS10 modifié. Les dosages du potassium ont été réalisés par absorption atomique. Les âges ont été calculés en utilisant les constantes suivantes :

$$40\text{K} = 0,01167 \text{ atome } \%, \lambda(^{40}\text{K}\beta) = 4,962 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$$

$$\lambda(^{40}\text{K}\epsilon) + \lambda'(^{40}\text{K}\epsilon) = 0,581 \cdot 10^{-10} \cdot \text{an}^{-1}$$

Les erreurs analytiques sont données selon la méthode de Dalrymple et Lanphere [1969].

B) Discussion des résultats, comparaison avec les données stratigraphiques

1) Vue d'ensemble

L'échelle stratigraphique numérique utilisée pour la discussion des âges est celle de Odin et Odin [1990].

L'ensemble des âges obtenus témoigne d'une longue activité volcanique se manifestant en plusieurs phases durant 35 Ma environ, depuis la fin de l'Eocène jusqu'au Pleistocène moyen (fig. 5). Aucun âge plus ancien, maastrichtien ou paléocène n'a été obtenu ce qui est en accord avec les observations relatives au mode de gisement des tufs bréchiques présentées plus haut.

D'autre part, ces résultats ne mettent pas en évidence de migration de l'activité volcanique à l'échelle de la région, contrairement à ce que proposent Lo *et al.* [1992]. En effet, les régions de Dakar et de Thiès, éloignées d'une soixantaine de kilomètres, présentent à la fois les âges les plus anciens de la limite Eocène-Oligocène et les âges plus récents du Tortonien. D'autre part, le volcanisme quaternaire se superpose, dans la tête de la presqu'île, au volcanisme miocène.

Enfin, il faut noter que les laves tertiaires ne montrent pas d'évolution magmatique significative au cours de la trentaine de millions d'années qu'a duré l'activité volcanique. En effet, les laves les plus sous-saturées se mettent en place à plusieurs reprises au cours de cette période. Toutefois, comme il a été remarqué plus haut, les laves quaternaires sont plus évoluées que les laves tertiaires.

2) Volcanisme tertiaire

Les âges les plus anciens obtenus sont $30,7 \pm 2$ Ma pour le sill de néphéline porphyrique de l'anse des Madeleines, intrusif dans les marnes des Madeleines d'âge paléocène, et $35,5 \pm 1,5$ Ma pour le filon de néphéline de Bandia, intrusif dans les calcaires du Paléocène. Bien qu'en nombre limité, ces résultats peuvent s'accorder avec l'apparition du volcanisme dès la fin de l'Eocène comme en témoignent les clastes volcaniques des calcaires à lépidocyclines de l'anse Bernard.

Au Néogène, l'épisode volcanique majeur semble débiter à l'Aquitainien ($20,9 \pm 0,6$ Ma et $21,5 \pm 2$ Ma) dans la région de Rufisque. L'essentiel du volcanisme néogène se manifeste ensuite au Serravallien et au Tortonien (14 datations correspondant à 11 gisements). En dehors d'un certain nombre de filons, il s'agit de gisements de taille importante, présentant les structures volcaniques les mieux conservées.

Certains résultats discordants (au-delà des erreurs analytiques) ont parfois été obtenus sur des échantillons d'une même formation (coulée de l'île des Madeleines ou lac de lave de Diak par exemple). Dans ce cas, les âges mesurés les plus élevés sont obtenus sur les faciès à texture doléritique à gros grains. Ceci traduit sans doute des conditions de cristallisation particulières, en présence d'une phase fluide importante, susceptible de renfermer de l'argon de composition isotopique inconnue. De telles différences peuvent également être expliquées par une certaine altération tardive à post-magmatique difficilement quantifiable : développement de phases argileuses dans une mésostase plus ou moins vitreuse au départ. On remarquera par ailleurs que les teneurs en K mesurées sont, elles aussi, très notablement variables, parfois très faibles ce qui est sans doute l'indication d'une perturbation du système isotopique. La seule méthode K-Ar en « roche totale » ne permet pas d'avancer un âge plus précis pour ce volcanisme. Compte tenu de ces remarques qui incitent à une certaine prudence dans l'interprétation, ces données replacées dans leur cadre géologique permettent néanmoins de tirer quelques conclusions importantes.

Enfin on remarquera que la phase d'altération et de cuirassement latéritique correspond à la période de quelques millions d'années qui sépare les manifestations les plus récentes du Miocène des premières manifestations quaternaires. Cet âge pliocène est en accord avec les estimations réalisées à partir des données stratigraphiques.

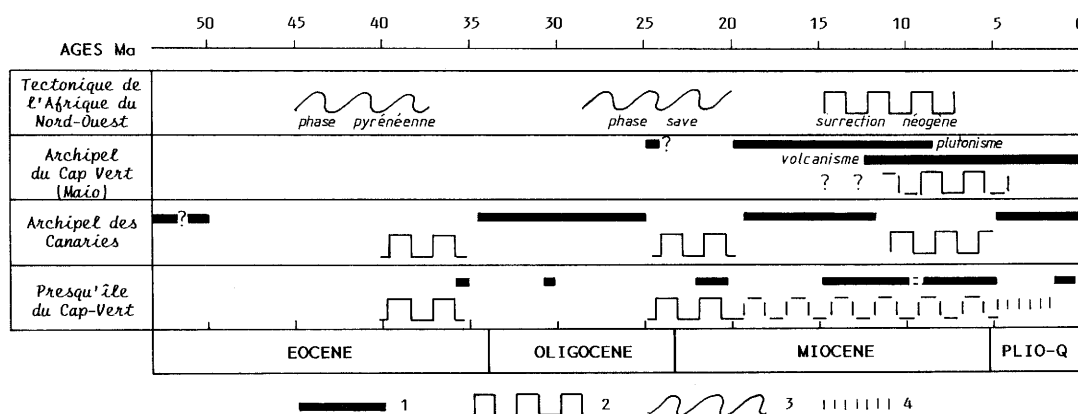


FIG. 5. — Essai de corrélation entre phases magmatiques et tectoniques cénozoïques sur la marge Ouest-Africaine [archipel du Cap Vert, d'après Mitchell *et al.*, 1983 ; archipel des Canaries, d'après Araña et Ortiz, 1991]. 1 : magmatisme ; 2 : phase de surrection et d'émersion ; 3 : phase de compression ; 4 : phase d'altération continentale.

FIG. 5. — Tentative correlation of magmatic and tectonic Cenozoic phases on the West African margin [Cap Vert archipelago, after Mitchell *et al.*, 1983 ; Canary archipelago, after Araña and Ortiz, 1991]. 1 : magmatism ; 2 : uplift and emersion phase ; 3 : compressional phase ; 4 : continental weathering phase.

3) Volcanisme quaternaire

Le volcanisme quaternaire a fait l'objet de 9 datations comprises entre 1,50 et 0,60 Ma, l'ensemble le plus inférieur n'ayant pas été daté.

Les âges les plus anciens, du début du Pleistocène inférieur, correspondent à l'ensemble volcanique moyen, échantillonné dans l'anse de Ouakam (OU2 : $1,4 \pm 0,2$ Ma) et dans la butte du Point K (PK1 : $1,5 \pm 0,1$ Ma). Il s'agit, dans les deux gisements, d'une hawaïite doléritique à grain plus grossier que celle de l'ensemble volcanique supérieur et qui constitue sans doute une coulée unique. Ces âges sont en accord avec la position stratigraphique de l'ensemble volcanique moyen, qui est séparé de l'ensemble supérieur par des sables et qui a subi une altération latéritique avant son enfouissement sous ces sables. Ces résultats montrent qu'une durée de quelques centaines de milliers d'années est sans doute nécessaire pour l'individualisation d'un horizon ferrugineux nodulaire de 0,5 à 1 m d'épaisseur [Nahon et Lappartient, 1977].

Les âges voisins de 1 Ma (Pleistocène moyen) correspondent à l'ensemble volcanique supérieur. Les formations datées sont :

- *un bloc d'hawaïite* trempé (OU1) inclus dans les dépôts de déferlantes basales de la première phase d'activité du volcan des Mamelles ;

- *une coulée d'hawaïite* (AL2) émise lors de la phase strombolienne ;

- *une coulée d'hawaïite doléritique* vacuolaire à gros grain de l'épanchement terminal (AL1) ;

- *le cone-sheet d'hawaïite doléritique* du champ de tir des Mamelles (MA), considéré comme principal point d'émission pour ce type de roche.

Ces âges confirment la datation antérieure du volcanisme des Mamelles à environ 1 Ma [Hébrard *et al.*, 1969]. Toutefois, une durée d'environ 100 000 ans paraît suffisante pour la mise en place de cet ensemble, les diverses émissions se succédant rapidement sans intercalations de paléosols ou de sables.

Enfin, ce volcanisme quaternaire semble prendre fin vers 600 à 700 000 ans :

- l'âge de $0,57 \pm 0,04$ Ma obtenu pour la cheminée de Mermoz s'accorde avec le fait qu'elle recoupe 2 coulées issues de l'appareil des Mamelles et montre qu'elle est postérieure à la coulée d'hawaïite doléritique à gros grain terminale de l'ensemble supérieur ;

- l'âge de $0,75 \pm 0,23$ Ma a été obtenu sur une hawaïite à grain fin, recoupée à la base du sondage du Fort A et située sous l'hawaïite doléritique de l'ensemble volcanique moyen. Compte tenu de sa position, cet échantillon correspondrait à une intrusion tardive en profondeur.

Ces âges montrent l'existence d'une ultime manifestation volcanique au Pleistocène moyen, postérieure à l'ensemble volcanique supérieur et dont l'individualité n'avait pas été reconnue jusqu'ici.

IV. — LE VOLCANISME DE LA MARGE ATLANTIQUE DE L'AFRIQUE DE L'OUEST DANS SON CADRE GÉODYNAMIQUE

A) Vue d'ensemble

La province volcanique de la presqu'île du Cap-Vert est difficilement dissociable de celles des îles du Cap Vert et des Canaries [Cantagrel, 1988]. En effet, ces trois provinces se localisent sur la marge nord-ouest de la plaque africaine. Elles surmontent une croûte océanique, ou vraisemblablement transitionnelle pour la presqu'île du Cap-Vert et les

îles les plus orientales de l'archipel des Canaries. Elles montrent toutes les trois une surrection importante au Cénozoïque, accompagnée par des événements magmatiques à caractère alcalin développés durant une trentaine de millions d'années. Les laves sont, dans l'ensemble, fortement alcalines et très sous-saturées. La chronologie établie pour la presqu'île du Cap-Vert va permettre de préciser les analogies entre les activités magmatiques de ces trois provinces.

Dans les îles du Cap Vert, les plus vieilles formations magmatiques connues se situent dans l'île de Maio. Ce sont des pillow-lavas et des hyaloclastites à composition de tholéiite océanique datant très probablement de l'extrême fin du Jurassique et qui correspondent en fait à une portion exhaussée du plancher océanique [De Paepe *et al.*, 1974]. Par la suite, on note dans cette île, au Cénomanién, des indices d'une activité magmatique aérienne, de nature alcaline, typique des îles océaniques [Stillman *et al.*, 1982]. Ces différentes manifestations sont contemporaines de l'ouverture de l'Atlantique central et de l'individualisation du bassin sénégal-mauritanien en demi-graben en bordure de cet océan naissant. Elles sont en rapport avec l'apparition d'importantes fractures transverses dans l'océan Atlantique. Le magmatisme alcalin, à l'origine de l'édification des diverses îles, débute ensuite, sans doute avant la limite Oligocène-Miocène [Mitchell *et al.*, 1983].

Dans l'archipel des Canaries, l'âge des premières phases volcaniques de type sous-marin et de nature alcaline demeure controversé [Schmincke, 1982 ; Le Bas *et al.*, 1986 ; Cantagrel *et al.*, 1993]. Il faut attendre l'Oligocène pour voir apparaître un magmatisme alcalin qui va contribuer aux formations basales des îles de l'archipel. Un volcanisme aérien se développera ensuite au Néogène et au Quaternaire [Von Rad et Arthur, 1979 ; Schmincke, 1982 ; Ibarrola *et al.*, 1989 ; Araña et Ortiz, 1991 ; Coello *et al.*, 1992].

Dans le bassin sénégal-mauritanien, une phase isolée de plutonisme alcalin a lieu au début du Maastrichtien. Le volcanisme cénozoïque débutera ensuite, dans la presqu'île du Cap-Vert, à la limite Eocène-Oligocène, pour prendre fin aux environs de 600 000 ans, alors que le volcanisme est toujours actif dans l'archipel du Cap Vert (île Fogo) et dans celui des Canaries (volcan de Teide à Tenerife ou volcan Teneguia à La Palma).

B) Le magmatisme cénozoïque et sa signification géodynamique

Pour la presqu'île du Cap-Vert, il est maintenant possible, de proposer une esquisse évolutive en plusieurs périodes d'activité magmatique (fig. 5). La première, très limitée, serait d'âge fini éocène à oligocène, avec quelques venues filoniennes localisées aux extrémités de la province. La suivante, qui débiterait à l'Aquitanién dans la région de Rufisque, affecte ensuite toute la province au Serravallien et au Tortonién, se caractérisant par des coulées, des filons et des diatrèmes. La dernière au Pléistocène est localisée dans la tête de la presqu'île et marquée par la présence d'un appareil volcanique complexe. Cependant la nature, comme l'âge du volcanisme sous-marin avoisinant, restent inconnus. Toutefois des données de sismique-réflexion tendent à montrer que le dôme de Cayar se serait progressivement mis en place de façon intrusive durant le Miocène [Gomez et Barusseau, 1984].

Cette chronologie rappelle celle des îles du Cap Vert [Stillman *et al.*, 1982 ; Mitchell *et al.*, 1983] où l'on note sur l'île de Maio un premier épisode d'intrusions filoniennes d'âge Oligocène probable, un deuxième au Miocène avec de nombreuses venues effusives et l'édification du

complexe intrusif central de l'île [Mitchell *et al.*, 1983], et un troisième épisode du Pliocène à l'Actuel avec des venues laviques et des édifices volcaniques. De même pour l'archipel des Canaries [Schmincke, 1976, 1979, 1982; Stillman, 1987; Araña et Ortiz, 1991; Coello *et al.*, 1992], on note à l'Oligocène, des venues sous-marines et subaériennes avec des complexes carbonatitiques [Cantagrel *et al.*, 1993] puis des venues effusives constituant au Miocène la série basaltique I [Stillman, 1987], et au Pliocène-Pléistocène, les séries basaltiques II et III jusqu'à l'activité actuelle.

De nombreux auteurs s'accordent à penser que les périodes d'activité magmatique de la marge ouest africaine coïncident avec des phases d'activité tectonique [Dillon et Sougy, 1974; Anguita et Hernan, 1975; Van der Linden, 1981; Jansa et Wiedmann, 1982; Araña et Ortiz, 1991]. Il convient de noter, d'une part le synchronisme des phases tectoniques dans les divers bassins côtiers de l'Atlantique central, y compris ceux de la marge américaine, et d'autre part, leurs relations avec les phases tectoniques de l'aire méditerranéenne [Jansa et Wiedmann, 1982]. Pour les Canaries, les diverses périodes d'activité magmatique peuvent être mises en relation avec des phases d'extension qui suivent immédiatement les phases compressives de l'aire méditerranéenne [Araña et Ortiz, 1991]. Ainsi le magmatisme de la marge atlantique de l'Afrique de l'Ouest apparaît lié à la réactivation d'anciens accidents en relation avec des phases tectoniques plus générales déterminées par les mouvements récents de la plaque Africaine.

Pour la presqu'île du Cap-Vert, les diverses périodes d'activité volcanique peuvent être mises en relation avec les divers événements tectoniques locaux (fig. 5). Les premières manifestations seraient à relier à la phase de l'Eocène supérieur. L'activité néogène, qui se développe ensuite durant 15 Ma, peut être mise en relation avec l'émersion définitive de la région et la tectonique extensive néogène. Cependant, les données stratigraphiques et structurales recueillies dans la presqu'île ne permettent pas de mettre en évidence plusieurs pulsations tectoniques. En revanche, les séries néogènes du plateau continental présentent des troncatures d'érosion successives qui ont été mises en rapport avec des pulsations tectoniques [Gomez et Barusseau, 1984] : elles montrent, en particulier à leur base, une importante troncature d'érosion qui correspondrait à une forte activité tectonique sur le continent, à la limite Oligocène-Miocène, à laquelle pourraient être reliés les âges aquitaniens. La lacune d'activité pliocène paraît correspondre à une phase de calme tectonique qui permet le façonnement et le cuirassement de glaciaires. Le cadre tectonique du volcanisme pléistocène reste cependant difficile à préciser, en l'absence d'affleurements de formations sédimentaires de

cet âge. Comme pour les Canaries, il pourrait correspondre à une phase de relaxation faisant suite aux derniers événements tectoniques de la fin du Néogène de l'aire méditerranéenne.

V. – CONCLUSION

La presqu'île du Cap-Vert, partie émergée d'une province volcanique plus vaste, présente une longue activité volcanique, se manifestant en plusieurs phases durant environ 35 Ma, depuis vraisemblablement la fin de l'Eocène jusqu'au Pléistocène moyen. Ce volcanisme épisodique peut être mis en relation avec des événements tectoniques locaux comme plus généraux, qui en autorisent la mise en place en surface. Ceci ne préjuge pas, bien sûr, d'un fonctionnement plus continu au niveau des sources mantelliques de ce volcanisme de point chaud.

La localisation du volcanisme de la presqu'île du Cap-Vert est en liaison avec le jeu plus ou moins simultané, d'une part d'accidents subméridiens situés sur le plateau continental dans une zone d'amincissement rapide de la croûte continentale, et d'autre part d'une large zone faillée de direction E-W, sur laquelle se situe l'archipel du Cap Vert [Bellion, 1987].

L'activité volcanique cénozoïque de la presqu'île du Cap-Vert, par son âge et ses caractéristiques, se rapproche de celle des îles du Cap Vert et des Canaries. Ces trois provinces volcaniques se localisent dans une zone qui correspond au rebord externe du plateau continental effondré par des failles subméridiennes et affectée par des failles transformantes de direction E-W. Les trois provinces sont marquées par une activité polyphasée sur 35 Ma en relation avec l'évolution tectonique de cette partie de la marge de l'Atlantique central. L'activité magmatique, de nature alcaline, se produit de l'Oligocène jusqu'à l'Actuel. Le volcanisme tertiaire présente des activités assez complexes alors que le volcanisme quaternaire semble plus homogène.

Enfin soulignons que le cadre géologique et volcanique de la presqu'île du Cap-Vert pose encore de nombreux problèmes : nature exacte de la croûte sous-jacente, évolutions pétrologiques au cours des différents épisodes, relations précises entre phases d'activité volcanique et jeux néotectoniques.

Remerciements. – Nous saluons la mémoire du Professeur F. Tessier et de J.R. Lappartient qui sont à l'origine de ce travail. Les datations isotopiques ont été réalisées à Clermont-Ferrand grâce au soutien financier de l'URA 10 CNRS. Nous remercions Y. Bellion, H. Bertrand et deux rapporteurs anonymes, dont les critiques constructives nous ont permis d'améliorer la version finale du manuscrit.

Références

- ANGUITA F. & HERNAN F. (1975). – A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 11-19.
- ARAÑA V. & ORTIZ R. (1991). – The Canary islands : tectonics, magmatism and geodynamic framework. In : A.B. KAMPUZU & R.T. LUBALA, Eds., *Magmatism in extensional structural settings : the Phanerozoic African plate.* – Springer Verlag Publ., Berlin, 209-247.
- BELLION Y. (1989). – Histoire géodynamique post paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires. – Thèse Sci., Avignon. – *Pub. occ. CIFEG*, **17**, 302 p.
- BELLION Y. & CREVOLA G. (1991). – Cretaceous and Cainozoic magmatism of the Senegal basin (West Africa) : a review. In : A.B. KAMPUZU & R.T. LUBALA, Eds., *Magmatism in extensional structural settings : the Phanerozoic African plate.* – Springer Verlag Publ., Berlin, 189-208.
- BELLION Y. & GUIRAUD R. (1984). – Le bassin sédimentaire du Sénégal. Synthèse des connaissances actuelles. In : BRGM et DMG DAKAR, Eds., *Plan minéral de la république du Sénégal.* – Dakar, 4-63.
- BERTRAND H. (1991). – The Mesozoic tholeiitic province of Northwest Africa : a volcanotectonic record of the early opening of central Atlantic. In : A.B. KAMPUZU & R.T. LUBALA, Eds., *Magmatism in extensional structural settings.* – Springer Verlag, Berlin, 147-188.
- CANTAGREL J.-M. (1988). – How old are the Canary islands ? Present status of the geochronological data. In : *Mesozoic to present day magmatism of the African plate and its structural settings.* – *Bull. CIFEG*, **15**, 62-71.

- CANTAGREL J.-M. & BAUBRON J.-C. (1983). – Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des monts Dore (K.Ar) : implications volcanologiques. – *Géol. Fr.*, (2), **1-2**, 123-143.
- CANTAGREL J.-M., FUSTER J.-M., PIN C., RENAUD U. & IBARROLA E. (1993). – Age miocène inférieur des carbonatites de Fuerteventura (23 Ma : U-Pb zircon) et le magmatisme précoce d'une île océanique (îles Canaries). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, **316**, 1147-1153.
- CANTAGREL J.-M., LAPPARTIENT J.-R. & TESSIER F. (1976). – Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme ouest-africain. – *4^e Réunion. Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 93. – Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- CHAMLEY H. (1979). – Les successions argileuses de l'Atlantique Nord, écho des changements mésozoïques et cénozoïques de l'environnement. Exemple du bassin du Cap Vert. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, **298**, 769-772.
- COELLO J., CANTAGREL J.-M., HERNAN F., FUSTER J.-M., IBARROLA E., ANCOHEA E., CASQUET C. & JAMOND C. (1992). – Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary islands based on new K-Ar data. – *J. Volc. Geotherm. Res.*, **53**, 1-4, 251-261.
- COMBIER M. (in MALAVOY J.) (1934). – Rapport annuel du service géologique, Dakar, p. 5.
- CREVOLA G. (1978). – Sills, dykes and pipes de tufs volcaniques bréchiques fluidifiés dans la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). – *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **3**, 135-139.
- CREVOLA G. (1980a). – Données nouvelles sur le volcanisme quaternaire dans la tête de la presqu'île du Cap-Vert, Sénégal. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, D, **291**, 617-620.
- CREVOLA G. (1980b). – Principaux caractères du volcanisme de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal). – *8^e Réunion. Ann. Sci. Terre*, Marseille, p. 114. – Livre en dépôt à la Soc. géol. France.
- DALRYMPLE C.B. & LANPHERE M.A. (1969). – Potassium-argon dating : principes, techniques and applications to geochronology. – Freeman W.H., Publ., San Francisco, 258 p.
- DE PAEPE P., KLERKX J., HERTOGEN J. & PLINKE P. (1974). – Oceanic tholeiites on the Cape Verde islands : petrological and geochemical evidence. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 347-354.
- DIA A. (1982). – Contribution à l'étude des caractéristiques pétrographiques, pétrochimiques et géotechniques des granulats basaltiques de la presqu'île du Cap-Vert et du plateau de Thiès. – Thèse 3^e cycle, Univ. Dakar, 183 p.
- DILLON W.P. & SOUGY J.M.A. (1974). – Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands. In : NAIRN A.E.M. & STEHLI F.G., Eds., The ocean basins and margins 2. The North Atlantic. – Plenum Press Publ., New York, 315-390.
- FRAUDET P. (1970). – Contribution à l'étude des roches éruptives de la région de Thiès (Sénégal). – D.E.S., Lyon, 109 p. et *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **57**, 1973, 15-86.
- GOMEZ R. & BARUSSEAU J.P. (1984). – Dispositions des formations post-éocènes de la marge continentale sénégalaise. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, XXXVI, 1107-1116.
- GORODISKI A. (1952). – Notice explicative de la carte géologique du Sénégal à 1/20 000 (feuilles Ouakam et Dakar). – *Bull. Dir. Mines A.O.F. (Dakar)*, **10**, 5-57.
- HAYES D.E. & RABINOWITZ P.D. (1975). – Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off Northwest Africa. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 105-115.
- HÉBRARD L., FAURE H. & ELOUARD P. (1969). – Age absolu du volcanisme quaternaire de Dakar. – *Bull. ASEQUA*, Dakar, **22**, 15-19.
- IBARROLA E., FUSTER J.-M. & CANTAGREL J.-M. (1989). – Edades K-Ar de los rocos volcanicos submarinos en el sector norte del complejo de Fuerteventura. – *Eur. Sci. Found. Meet. Canarian volcanism*, Lanzarote, 124-129.
- JANSA F. & WIEDMANN J. (1982). – Mesozoic-Cenozoic development of the eastern North American and northwest African continental margins : a comparison. In : U. VON RAD *et al.*, Eds., Geology of the northwest African continental margin. – Springer Verlag, Berlin, 215-264.
- LE BAS M.J., REX D.C. & STILLMAN C.J. (1986). – The early magmatic chronology of Fuerteventura, Canaries islands. – *Geol. Mag.*, **123**, 287-298.
- LIGER J.L. (1980). – Structure profonde du bassin côtier sénégal-Mauritanien. Interprétation de données gravimétriques et magnétiques. – Thèse 3^e cycle. – *Trav. Lab. Sci. Terre*, Marseille, B, **16**, 158 p.
- LO P.G., DIA A. & KAMPUNZU A.B. (1992). – Cenozoic volcanism in Western Senegal and its relationship to the opening of the Central Atlantic Ocean. – *Tectonophysics*, **209**, 281-291.
- LOMPO M. (1987). – Méthodes et étude de la fracturation et des filons. Exemple de la région du Cap Vert (Sénégal). – *Mém. DEA Dakar*, 59 p.
- MAC DONALD G.A. & KATSURA T. (1964). – Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrol.*, **5**, 82-133.
- MICHEL P. (1973). – Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. – *Mém. ORSTOM*, 3t, 752 p.
- MITCHELL J.G., LE BAS M.J., ZIELONKA J. & FURNES H. (1983). – On dating the magmatism of Maio, Cape Verde islands. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**, 61-76.
- MONOD T. (1949). – Note sur les couches à lépidocyclines. – *Etudes sénégalaises*, IFAN, Dakar, 57-61.
- NAHON D. & DEMOULIN D. (1971). – Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal occidental (pétrographie, morphologie, et stratigraphie relative). – *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, **2**, XIII, 35-54.
- NAHON D. & LAPPARTIENT J.-R. (1977). – Time factor and geochemistry in iron crusts genesis. – *Catena*, **4**, 249-254.
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990). – Echelle numérique des temps géologiques. – *Géochronique*, **35**, 12-21.
- RITZ M., BELLION Y. & FLICOTEAUX R. (1987). – Magnetotelluric soundings and the geological structure and tectonics of the Senegalo-Mauritanian basin in the northern Sénégal. – *West Africa Tectonics*, **6**, 395-409.
- SAGGERSON E.P. & WILLIAMS L.A.J. (1964). – Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district. – *J. Petrol.*, **5**, 40-81.
- SCHMINCKE H.U. (1976). – The geology of Canary islands. In : G. KUNKEL, Ed., Biogeography and ecology in the Canary islands. – The Hague, 67-185.
- SCHMINCKE H.U. (1979). – Age and crustal structure of the Canary islands. – *J. Geophys.*, **46**, 217-224.
- SCHMINCKE H.U. (1982). – Volcanic and chemical evolution of the Canary islands. In : U. VON RAD *et al.*, Eds., Geology of the northwest African continental margin. – Springer Verlag, Berlin, 273-306.
- SEBAI A., FÉRAUD G., BERTRAND H. & HANES J. (1991). – ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central Atlantic rift. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 455-472.
- SEIBOLD E. & HINZ K. (1974). – Continental slope construction and destruction, West Africa. In : C.A. BURK & C.L. DRAKE, Eds., The geology of continental margins. – Springer Verlag, Berlin, 179-196.
- STILLMAN C.J. (1987). – A Canary island swarm : implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism. In : H.C. HALLS & W.F. FAHRIG, Eds., Mafic dyke swarms. – *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper*, **34**, 243-255.
- STILLMAN C.J., FURNES H., LE BAS M.J., ROBERTSON A.H.F. & ZIELONKA J. (1982). – The geological history of Maio, Cape Verde islands. – *J. Geol. Soc. London*, **139**, 347-361.
- TESSIER F. (1954). – Carte géologique de l'A.O.F. à 1/200 000. Notice explicative de la feuille Dakar-Est. – Dakar, 83 p.
- TESSIER F. (1965). – Les niveaux latéritiques du Sénégal. – *Ann. Fac. Sci. Marseille*, **37**, 221-237.
- TESSIER F., FLICOTEAUX R., LAPPARTIENT J.R., NAHON D. & TRIAT J.M. (1975). – Réforme du concept de Continental Terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest africain. – *Actes 9^e Congr. Int. Séd.*, Nice, Thème 1, 207-212.
- VAN DER LINDEN W.J.M. (1981). – The crustal structure and evolution of the continental margin off Senegal and the Gambia, from total-intensity magnetic anomalies. – *Geol. Mijnb.*, **60**, 257-266.
- VON RAD U. & ARTHUR M.A. (1979). – Geodynamic, sedimentary and volcanic evolution of the Cap Bojador continental margin (NW Africa). In : M. EWING Ed., American Géophys. Union, **3**, 187-203.
- WOOLSEY T.S., MAC CALLUM M.E. & SCHUMM S.A. (1975). – Physical modelling of diatreme emplacement by fluidization. In : L.H. AHRENS, J.B. DAWSON, A.R. DUNCAN & A.J. ERLANK, Eds., Physics and chemistry of the Earth, **9**, 29-42.