Ann. Fac. Sc. Dakar, 1974, t. 27, p. 99-129, 6 fig., 1 tabl., 2 pl. photo

LES DÉPÔTS DE DÉFERLANTES BASALES DU VOLCAN DES MAMELLES (PRESQU'ILE DU CAP VERT, SÉNÉGAL)

par Gilbert CREVOLA

RÉSUMÉ

Les tufs stratifiés des premières phases d'activité du volcan quaternaire des Mamelles (presqu'île du Cap Vert, Sénégal occidental) sont décrits.

L'étude de nombreux affleurements distribués le long de deux coupes radiales du volcan conduit à distinguer deux phases d'explosions phréatomagmatiques séparées par une phase strombolienne, et permet de suivre la variation des caractères des tufs en fonction de leur distance au cratère et de l'énergie de l'explosion.

La présence de stratifications obliques, de structures sédimentaires de type antidune, de lapilli à verre palagonitique, de figures d'impact, de niveaux à gouttes de cendre pisolithiques, et la forte proportion de fragments du substratum sont les caractères les plus frappants de ces tufs. Ces caractères sont démonstratifs d'une mise en place par déferlante basale.

ABSTRACT

Layered pyroclastic tuffs of the first phases of activity from the quaternary Mamelles volcano (Cap Vert Peninsula, Western Sénégal) are described and newly interpreted as base-surge deposits.

The study of numerous outcrops distributed along two radial sections of the volcano leads to the distinction of two phases phreatomagmatic explosions separated by a strombolian one, and permits to follow the variation of the characteristics of the tuffs as a function of distance from the owen and energy of explosion.

The presence of cross-bedding, antidunes sedimentary structure, palagonitic lapilli, bomb sags and layers of accretionary lapilli, the heavy proportion of country-rock fragments among the pyroclastic ejecta are among the most striking features exhibited by these tuffs; they clearly indicate that the tuffs were emplaced by base-surge mechanism.

SOMMAIRE

1. INTRODUCTION 100

1.1. Les volcanismes tertiaire et quaternaire de la région de Thiès et du Cap Vert 100

1.2. Travaux antérieurs relatifs aux tufs du volcan des Mamelles 101

2. GÉNÉRALITÉS SUR LES EXPLOSIONS PHRÉATOMAGMATIQUES 102

2.1. Explosions magmatiques et hydroexplosions pour des magmas basiques 102

2.2. Déferlantes basales 103
2.3. Les dépôts de déferlantes basales 103
2.4. Maars et anneaux de tufs 103
3. ÉTUDE DES AFFLEUREMENTS 103
3.1. Affleurements côtiers au Sud-Est des Mamelles 104
3.2. Affleurements côtiers au Nord-Ouest des Mamelles 106
3.3. Conclusion 112
4. ÉTUDE LITHOLOGIQUE DES TUFS STRATIFIÉS 113
4.1. Pétrographie 113
4.2. Stratifications, structures et figures sédimentaires 116
4.3. Flore fossile 120
5. CONCLUSION 120
5.1. Les dépôts de déferlantes basales du volcan des Mamelles 120
5.2. Phases d'activité et type d'appareil correspondant 121
5.3. Extension aux tufs du volcanisme tertiaire 123
BIBLIOGRAPHIE 123

1. INTRODUCTION

1.1. LES VOLCANISMES TERTIAIRE ET QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE THIÈS ET DU CAP VERT

L'extrémité ouest de l'Afrique occidentale a été, à la fin du Tertiaire (Miocène) et au début du Quaternaire, le siège d'un important volcanisme basique. Ce volcanisme est en relation étroite avec une tectonique cassante d'orientation nord-sud dont les manifestations, liées à l'ouverture de l'Atlantique, ont profondément influencé, depuis le Crétacé, l'évolution de cette partie du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien [9].

Le volcanisme tertiaire [12] est représenté par un grand nombre de petits affleurements disséminés dans toute la région de Thiès et du Cap Vert. Dans la région de Thiès on ne connaît ni coulées, ni appareils volcaniques, mais uniquement des tufs grossiers à blocs de basanite et d'éléments du substratum (tufs à blocaux de F. Tessier, 1950 et 1954) et des dykes de basanite ou d'ankaratrite qui peuvent leur être associés. Dans la presqu'île du Cap Vert on trouve par contre des coulées bien développées d'ankaratrite (Gorée et Cap Manuel), de basanite (île des Madeleines, Fann) ou de dolérite (secteur Fann-Ouakam) ainsi que des tufs (Anse Bernard, Bel-Air et île des Madeleines). Bien que l'âge exact de ces manifestations soit, en l'absence d'âges absolus, difficile à préciser, les divers auteurs s'accordent à attribuer à la plupart d'entre elles un âge fini-miocène car elles sont recouvertes par une cuirasse primaire d'âge pliocène s.l. (niveau IV de F. Tessier, 1965).

Le volcanisme quaternaire est tout entier localisé dans la presqu'île du Cap Vert, les deux volcanismes étant superposés dans le secteur compris entre la pointe de Fann et l'anse de

Ouakam [37]. Des coulées de ce volcanisme datées de 1,08 et de 0,82 millions d'années [18] fossilisent la cuirasse secondaire du niveau IV à laquelle D. NAHON et D. DEMOULIN (1970) attribuent un âge plio-villafranchien. Ce volcanisme est représenté par (fig. 1) :

— un appareil central polygénique ou volcan des Mamelles,

— des coulées de basanite et une coulée de dolérite,

— des points de sortie adventifs : il existe ainsi le long de la côte, au droit des carrières E.T.P.D., un petit appareil adventif [6-10] que nous désignerons sous le nom d'appareil de Mermoz. Les « Toundis » du secteur Pointe des Almadies - Yoff peuvent également correspondre, selon nous, à des points de sortie de dolérites.

L'appareil des Mamelles a connu des phases d'activité variées :

— l'histoire de ce volcan débute par deux phases d'émission de tufs,

— elles sont suivies par une phase strombolienne donnant naissance à un cône de scories rouges dont les restes constituent les deux Mamelles,

— ensuite se place l'émission de plusieurs coulées de basanite peu épaisses qui ont couvert une vaste surface et ont fossilisé les tufs,

— un effondrement circulaire situé à l'emplacement du Champ de tir des Mamelles a créé un cratère d'effondrement dans lequel se sont accumulées un très grand nombre de coulées peu épaisses d'une lave proche des dolérites,

— un cone-sheet de dolérite franche s'est ensuite mis en place en utilisant l'ancienne surface tronconique d'effondrement. Durant cette phase, une grande coulée de dolérite s'est épanchée et a recouvert les coulées de basanite en s'étalant même plus largement. Elle a une composition pétrographique identique à celle du cone-sheet, mais il n'est pas prouvé que cette coulée soit issue de la bouche occupée par le cone-sheet.

Les tufs occupent une place importante dans le volcanisme quaternaire; bien stratifiés, aux couleurs variées et à aspect sédimentaire marqué, ils affleurent le long de la côte sud-ouest de la presqu'île du Cap Vert, de part et d'autre du volcan des Mamelles. Les affleurements en sont très frais, continus sur de grandes distances et présentent des figures sédimentaires particulières et nombreuses.

L'objet de cette note est, d'une part de décrire ces tufs, d'autre part de montrer, en s'appuyant sur des études volcanologiques récentes, qu'ils ont été mis en place pour leur plus grande part par le mécanisme de *déferlante basale* (1).

1.2. TRAVAUX ANTÉRIEURS RELATIFS AUX TUFS DU VOLCAN DES MAMELLES

L. GUIBERT le premier, en 1905, signale à Ouakam « un dépôt de lapilli et de cendres volcaniques mêlés avec des blocs de lave et de basalte d'assez fortes dimensions ». Il y remarque « une grossière stratification ayant des allures plissées ». Il fait mention de pouzzolanes dont il donne une analyse chimique.

On doit à J. CHAUTARD (1906 et 1907) la première étude pétrographique des roches éruptives de la presqu'île du Cap Vert. Il décrit dans l'appareil des Mamelles « un tuf basaltique où des produits de projection sont venus se mélanger à des produits alluviaux roulés », et il signale plus loin la présence de « fragments projetés de roches sédimentaires ... analogues aux divers types sédimentaires recueillis dans la série sédimentaire tertiaire de la presqu'île du Cap Vert ».

En 1952, A. GORODISKI dans la notice explicative des cartes géologiques au 1/20 000 Dakar et Ouakam, étudie ces tufs de façon détaillée : il note leur faible pendage, les divise en un niveau inférieur fin et un niveau supérieur grossier, et donne dans un tableau, leur épaisseur respective dans les divers affleurements. Le niveau inférieur « régulièrement stratifié contient des produits alluviaux roulés et représente vraisemblablement un tuf sédimenté dans l'eau ». Le niveau supé-

(1) Traduction non littérale du terme anglais « Base surge » [4].

rieur, aux caractères plus grossiers, présente « une stratification entrecroisée avec des signes évidents de ravinement ». Il lui attribue une origine subaérienne.

Les travaux plus récents [7-39-8-10] apportent peu de données nouvelles. Pour tous ces auteurs, les « cinérites litées », constituant la partie inférieure des tufs, résultent d'une chute de cendres et de leur sédimentation dans une étendue d'eau calme. Notons que H. FAURE, P. VINCENT et P. ELOUARD regroupent en un même ensemble la partie supérieure grossière des tufs et les scories stromboliennes des phases d'activité postérieures.

En 1973, enfin, L. HÉBRARD signale la présence d'une flore ensevelie à la base des tufs.

2. GÉNÉRALITÉS SUR LES EXPLOSIONS PHRÉATOMAGMATIQUES

Les tufs stratifiés qui constituent les appareils volcaniques de type maar ont été étudiés de longue date. Cependant, la nature des explosions qui donnent naissance à ces appareils a longtemps été un sujet de controverse — explosions phréatiques ou dues à l'explosivité propre du magma — et le mode de mise en place des tufs est resté longtemps énigmatique.

Depuis quelques années, l'observation d'explosions volcaniques sous-marines ou phréatiques [24-25-38] et d'explosions nucléaires à faible profondeur [30-31] a permis de définir le mécanisme de déferlante basale et de caractériser les pyroclastites qui en résultent.

Des études récentes qui utilisent ces résultats ont montré que les explosions phréatiques sont à l'origine de la formation des maars et que les tufs stratifiés sont pour leur plus grande part des dépôts de déferlantes basales [4-11-22].

2.1. EXPLOSIONS MAGMATIQUES ET HYDROEXPLOSIONS POUR DES MAGMAS BASIQUES

On oppose classiquement les explosions « magmatiques » ou explosions primaires, aux « hydro-explosions », ou explosions secondaires.

— Les premières (explosions stromboliennes, par exemple) sont superficielles et sont dues à la libération violente de gaz accumulé dans des poches au voisinage de la surface de la lave dans le cratère.

— Les secondes, classiques pour des magmas basiques, sont dues à la production quasi instantanée d'énormes quantités de vapeur d'eau lorsqu'un magma en voie de vésiculation et de fragmentation par explosion primaire entre en contact avec de l'eau (eaux souterraines, eaux de surface, eaux marines). Dans le cas d'eaux souterraines, on qualifie ces explosions de phréatiques [23-29].

Pour H. TAZIEFF (1968) les principaux caractères qui différencient une explosion basaltique sous-marine d'une explosion basaltique strombolienne sont les suivants :

« — les phénomènes explosifs y sont exceptionnellement violents (hauteur de projection valant plusieurs fois celle des explosions basaltiques subaériennes) ;

— leur fréquence est beaucoup plus élevée (20 à 90 explosions par minute, contre 0,1 à 10) ;

— la proportion des produits pyroclastiques est beaucoup plus élevée, celle des coulées se trouvant réduite à moins de 1 % parfois ;

— la granulométrie des produits pyroclastiques est beaucoup plus fine, semblable à celle des pyroclastites acides. »

Dans certains cas les produits de l'hydroexplosion ne sont constitués que par des fragments du substratum; dans d'autres cas, en partie ou en totalité, par du matériel volcanique juvénile : on parlera alors d'éruption phréatomagmatique [23].

2.2. DÉFERLANTES BASALES

Les déferlantes basales sont des nuages de gaz et d'ejecta en forme de tore qui se développent à la base de la colonne centrale formée lors d'une hydroexplosion. Elles se déplacent à grande vitesse, horizontalement et de manière centrifuge à partir du centre d'explosion, en transportant de grandes quantités de matériaux *en suspension* qu'elles déposent en donnant naissance à des dépôts particuliers. Elles sont aussi capables d'éroder des formations meubles préexistantes [4-11-24].

2.3. LES DÉPÔTS DE DÉFERLANTES BASALES

Ils sont caractérisés par :

— *leur composition :* proportion élevée et souvent prédominante d'éléments provenant de la pulvérisation du substratum immédiat du volcan, éléments volcaniques équants limités par des cassures nettes, présence fréquente de lapilli à verre palagonitique, absence de bombes.

— *leur stratification :* lits fins constitués d'éléments de petite taille réunis par un ciment cinéritique très fin avec parfois des blocs ne déformant pas les lits; aspect sédimentaire, pente nulle ou très faible, stratifications très fines, présence de structures sédimentaires de type antidune se présentant souvent en trains, et de stratifications obliques à faible pente résultant de l'érosion des antidunes.

— *les pyroclastites associées :* on trouve généralement associés à ces dépôts :
- des blocs déformant les lits (blocs projetés verticalement dans la colonne centrale de de l'explosion),
- des niveaux de cinérites à gouttes de cendre pisolithiques provenant de la condensation du nuage de cendres.

2.4. MAARS ET ANNEAUX DE TUFS

Au type d'activité défini ci-dessus correspondent des volcans particuliers de type maar ou anneaux de tufs.

Un maar est un appareil volcanique surbaissé constitué par un anneau de pyroclastites mixtes de faible hauteur (de quelques mètres à 100 m) et de grand diamètre (plusieurs kilomètres) entourant un large cratère (de 100 à 2 000 m de diamètre) creusé bien au-dessous de la surface du sol.

Les anneaux de tufs sont des appareils de type analogue, mais ils sont constitués en majeure partie par du matériel juvénile (lapilli à verre palagonitique). Leur cratère, moins profond que celui des maars, a un fond généralement situé au-dessus de la surface du sol.

Dans l'un et l'autre type, il se produit fréquemment des effondrements annulaires qui élargissent et approfondissent le cratère entre deux périodes d'activité ou plus tardivement [19-22].

3. ÉTUDE DES AFFLEUREMENTS

Les tufs stratifiés constituent le long de la côte deux séries d'affleurements situés de part et d'autre du volcan des Mamelles :

— au Sud-Est ils affleurent suivant une coupe quasi-continue de 3 km de long, depuis l'anse de Ouakam jusqu'à Fann;

— au Nord-Ouest ils affleurent depuis le pied de la Mamelle occidentale jusqu'aux anciennes Carrières Africaines Nord, soit sur 500 m environ. Après une interruption de 600 m on en retrouve un affleurement aux anciennes carrières SERI/AO.

Ils constituent en outre la partie inférieure de la Mamelle orientale et ils ont été retrouvés en profondeur dans de nombreux puits et sondages dont les plus éloignés des Mamelles sont :

— Puits 12 (sondage S III) à 6 km environ à l'Est des Mamelles [13].

— Carrière Leblanc Gerbaud à 3 400 m au Nord-Est des Mamelles [7].

3.1. AFFLEUREMENTS CÔTIERS AU SUD-EST DES MAMELLES

Ils sont décrits depuis l'anse de Ouakam, où les tufs sont les plus épais, jusqu'à Fann. Ce dernier point correspond au maximum d'extension visible des tufs et à leur minimum d'épaisseur. La situation des affleurements ainsi que les coupes correspondantes sont données respectivement dans les figures 1 et 2.

Les tufs stratifiés reposent sur des sables roux dits « sables infrabasaltiques » épais de quelques mètres qui recouvrent en certains points de la côte une coulée de dolérite profondément altérée [37]. Le contact tufs stratifiés-sables infrabasaltiques n'est pas plan, mais présente de grandes ondulations dont la longueur d'onde est de quelques dizaines de mètres et l'amplitude de plusieurs mètres. Les tufs sont surmontés par plusieurs coulées de basanite et une coulée de dolérite qui ont permis leur conservation.

3.1.1. Coupe type : anse de Ouakam

Dans l'anse de Ouakam (points 9 et 10 en particulier), on a, de bas en haut, la succession suivante :

— à la base, des sables infrabasaltiques roux, épais de 4 à 5 m, formant la terrasse où est construit le village de pêcheurs.

— un premier ensemble de niveaux peu épais, sans pendage appréciable, bien stratifiés, de couleur claire, dont les éléments sont de petite taille et que nous dénommerons « formation inférieure ». Les stratifications y sont planes avec cependant quelques antidunes à très faible pente. On n'y remarque ni stratifications obliques, ni blocs déformants les lits. Les niveaux à gouttes de cendre pisolithiques y sont nombreux. La base de cette formation n'est pas visible.

—un niveau de 40 à 80 cm d'épaisseur, sans stratifications, constitué uniquement de ponces et de scories basaltiques. Au point 10 on peut voir, à sa base, des bombes fuselées et craquelées dont certaines ont plus d'un mètre de long. Il constitue un niveau repère qui sépare deux formations aux caractères différents.

— un deuxième ensemble, très épais (de 15 à 30 m), formé de niveaux de couleur brun-jaune, à stratifications et granulométrie grossières que nous appellerons « formation supérieure ». On y observe de nombreuses antidunes de grandes dimensions, souvent dissymétriques, et des stratifications obliques à petite et à grande échelle. La plupart des niveaux sont très riches en éléments centimétriques anguleux de basanite massive ainsi qu'en blocs, déformants ou non, de très grande taille (jusqu'à 1,5 m) et de même nature. Certains niveaux, où la stratification disparaît complètement, prennent un aspect conglomératique. On trouve au sein de cette formation un nouveau niveau à ponces et scories basaltiques (fig. 2); il est surmonté par un niveau conglomératique à gros éléments anguleux de basanite massive. Dans le talus de la route de la corniche on observe une série de niveaux pendant de 8° vers l'Est recoupée par une autre série de niveaux dont le pendage est de 13° vers l'Ouest, donc dirigé vers le cratère (fig. 5 E). Ces deux séries de niveaux grossiers comportent de nombreuses antidunes à grande longueur d'onde (3-4 m) et des stratifications obliques.

— au sommet une coulée de basanite.

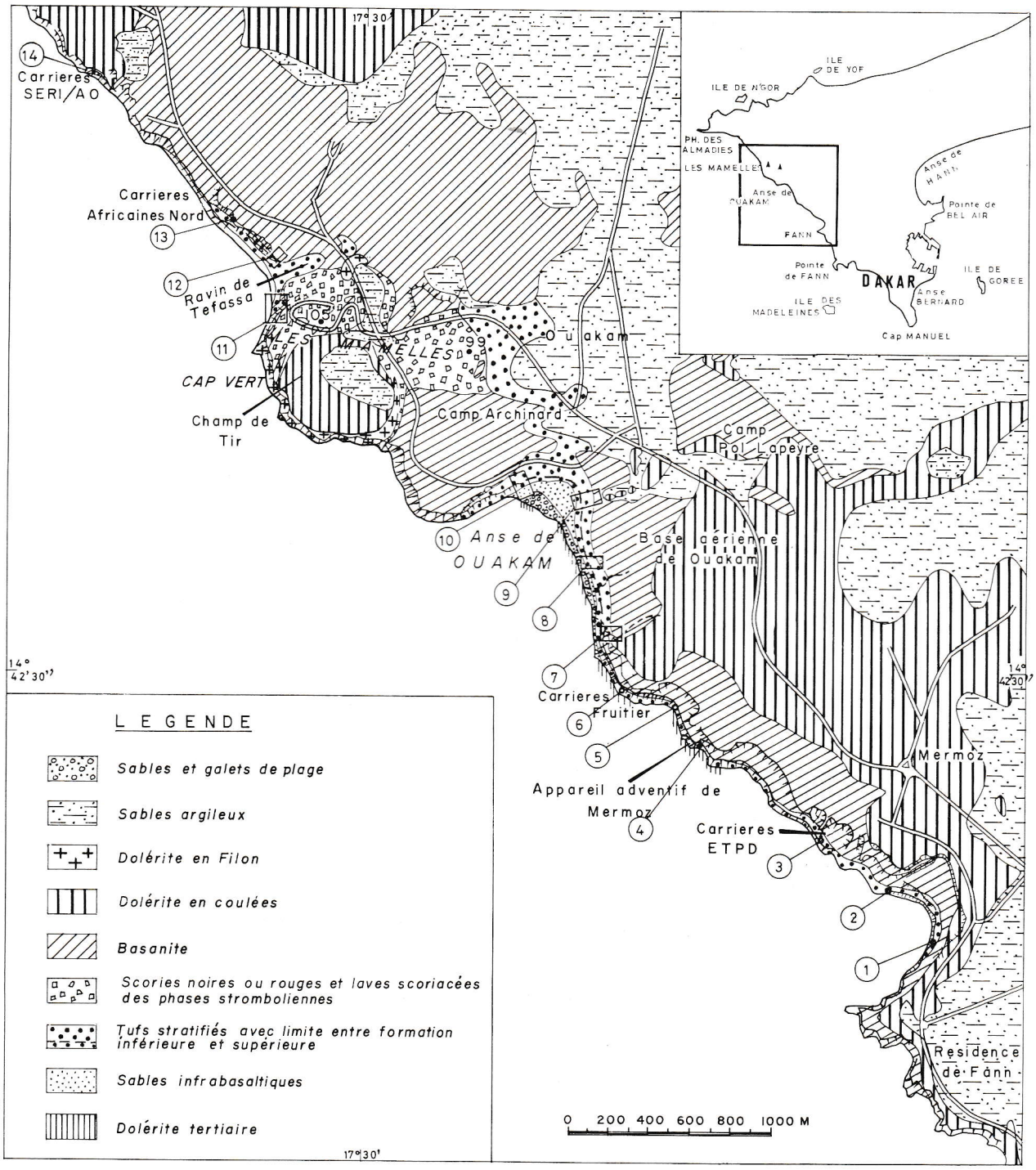


FIGURE 1. — Carte géologique de la côte ouest de la presqu'île du Cap Vert dans le secteur des Mamelles.
(d'aprè A. GORODISKI [13] modifié)

3.1.2. Variation de la coupe type vers l'Ouest : extrémité ouest de l'anse de Ouakam

Lorsqu'on se dirige vers l'Ouest en suivant le sentier tracé au bas de la falaise, on observe (fig. 3 A) la disparition de la formation inférieure, tronquée par la formation supérieure qui constitue alors toute la hauteur de la falaise. La majeure partie de cette formation supérieure a un pendage apparent de 10 à 20° vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le cratère. On note dans cette formation des stratifications obliques à l'échelle de la dizaine de mètres. Elle se termine par un ensemble, épais de quelques mètres, de niveaux de couleur rouge à granulométrie et stratification plus fines. Elle est surmontée par une coulée de basanite dont le toit est horizontal (Camp Archinard) et la base concordante avec les tufs; en allant vers l'Ouest, en raison du pendage de l'ensemble, la base de la coulée s'abaisse jusqu'au niveau de la mer.

3.1.3. De l'anse de Ouakam a Fann

Le long de cette coupe, on observe la diminution de l'épaisseur totale ainsi que de celle de chacun des niveaux qui gardent cependant leur individualité.

La formation inférieure conserve le même aspect tout au long de la coupe, mais sa granulométrie devient plus fine, les antidunes disparaissent et les stratifications deviennent planes sauf à la base. A partir du point 5 où la base devient visible, on note en effet les caractères suivants (fig. 2, points 2, 4 et 5) :

— à la base (5 premiers centimètres) empreintes de végétaux [17];

— au-dessus, à une dizaine de centimètres de la base, ondulations de type antidune de petites tailles et de formes assez irrégulières.

Le niveau repère diminue régulièrement d'épaisseur; il est difficile de le distinguer au delà du point 4.

La formation supérieure, malgré la réduction de sa granulométrie, se distingue encore de la formation inférieure jusqu'au point 7 : elle contient encore des blocs non déformants et des blocs déformants de grande taille; les niveaux non stratifiés à granulométrie grossière y sont encore nombreux. Au delà du point 7, la formation supérieure prend un aspect comparable à celui de la formation inférieure et il est alors difficile de distinguer les deux formations. On note cependant la présence, même dans les derniers affleurements de Fann, de niveaux à antidunes et à stratifications obliques et de niveaux à granulométrie plus grossière que les autres. Un niveau à gouttes de cendre pisolithiques apparaît dans tous ces affleurements.

3.2. AFFLEUREMENTS CÔTIERS AU NORD-OUEST DES MAMELLES

Dans tous ces affleurements la base des tufs n'est pas visible [7]. On peut y distinguer, comme dans les affleurements situés au Sud-Est des Mamelles une formation inférieure d'une formation supérieure.

3.2.1. Coupe type synthétique : Carrières Africaines Nord et Ravin de Tafassa

On a, de bas en haut, la succession suivante :

— la formation inférieure (épaisseur visible : 15 m). Elle est constituée de niveaux peu épais, bien stratifiés, de couleur claire. Elle est caractérisée par l'abondance des antidunes (longueur d'onde 4 m, hauteur 20 cm) et des stratifications obliques à petite échelle. Sa granulométrie est fine mais on y trouve quelques niveaux sans stratifications à granulométrie grossière. Les blocs déformants et non déformants sont nombreux ainsi que les niveaux à gouttes de cendre pisolithiques.

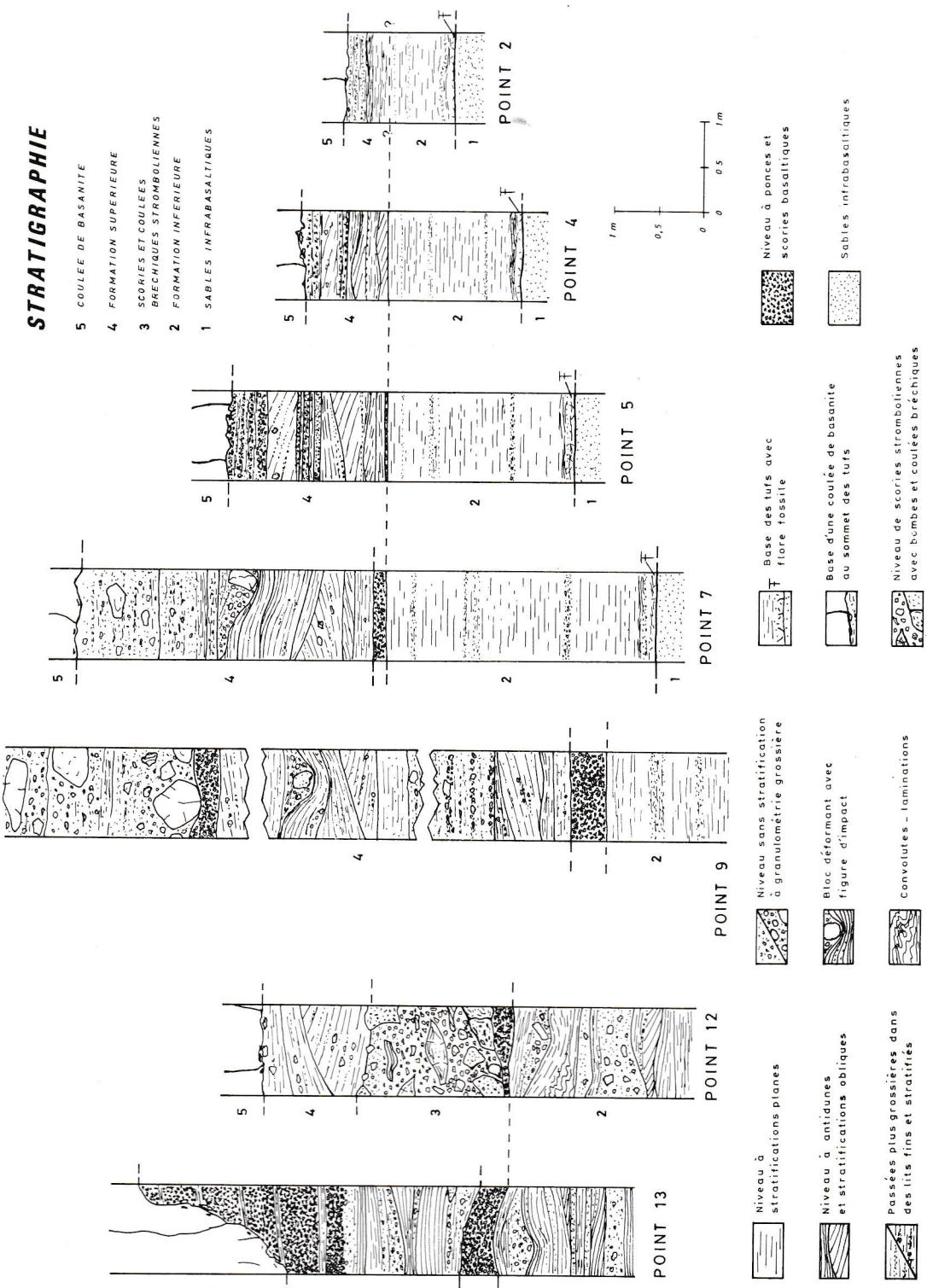


FIGURE 2. — Stratigraphie des tufs.

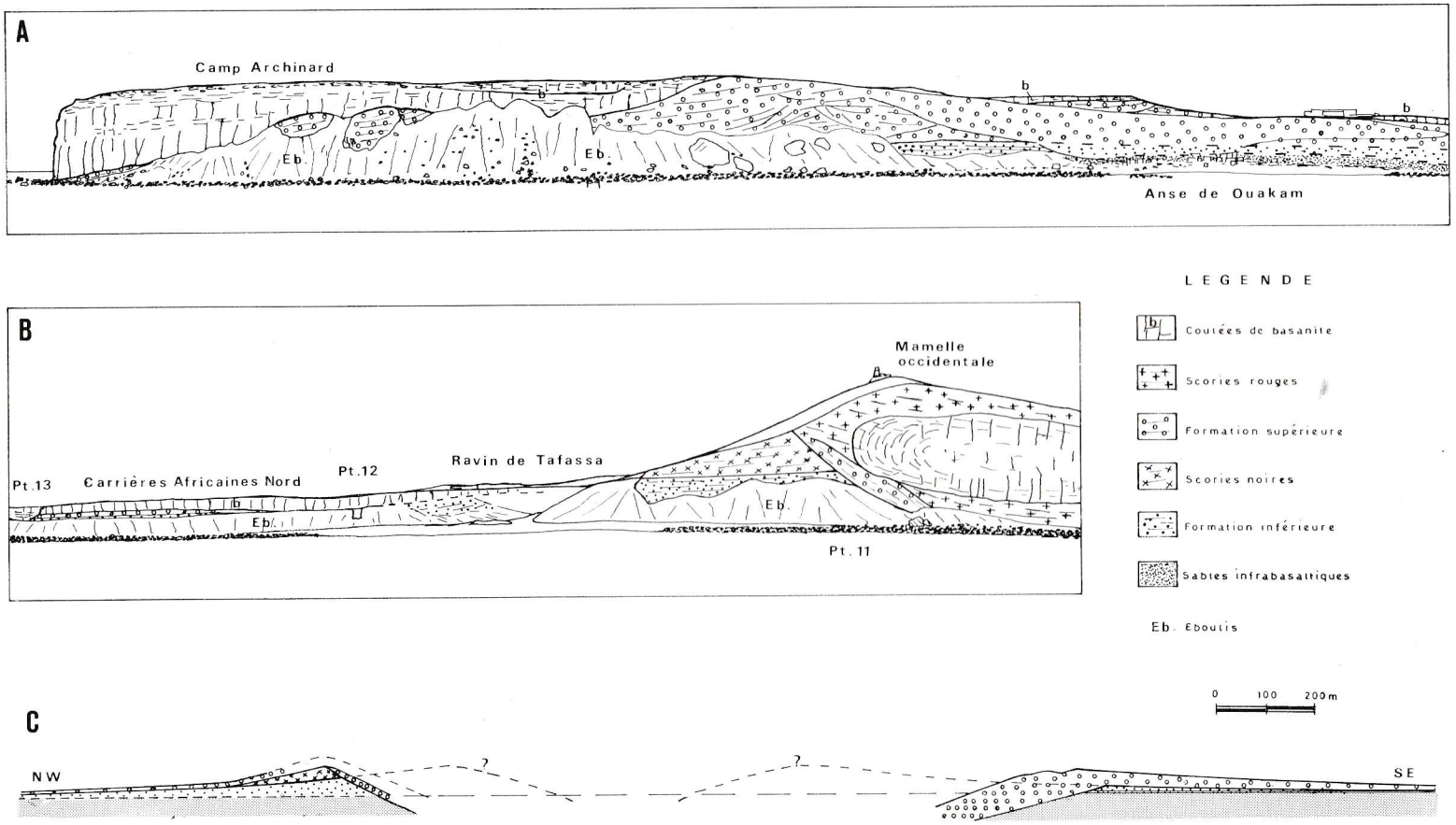


FIGURE 3. — Le volcan des Mamelles.
A : Structure du bord sud-est à l'anse de Ouakam (dessin d'après photo). B : Structure du bord nord-ouest à la plage des Mamelles (dessin d'après photo). C : Essai de reconstitution de la structure de l'appareil résultant des trois premières phases.

— le niveau repère à ponces et scories basaltiques analogue à celui décrit dans l'anse de Ouakam (épaisseur 20 à 60 cm).

— un niveau constitué par de courtes coulées peu épaisses (50 cm à 2 m) et bréchiques d'une lave entièrement bulleuse, alternant avec des lits de scories noires de toutes tailles (1 à 50 cm). Ces scories noires sont des blocs limités par des cassures nettes de lave bulleuse. On trouve dans ce niveau quelques bombes fuselées souvent de grande taille (jusqu'à 1 m). Nous appellerons cette formation « formation des scories noires ».

— la formation supérieure : elle débute par un niveau d'aspect terreux, à granulométrie grossière, à antidunes de grandes dimensions et stratifications obliques bien nettes. On trouve ensuite au-dessus plusieurs niveaux à ponces et scories basaltiques alternant avec des lits à granulométrie fine.

— une coulée de basanite.

Il faut remarquer que dans tous ces affleurements la formation inférieure est plus épaisse et plus grossière que dans les affleurements situés au Sud-Est des Mamelles. C'est l'inverse pour la formation supérieure.

3.2.2. Variations de la coupe type et particularités des divers affleurements

Plage des Mamelles (point 11, fig. 3 B).

La formation inférieure est surmontée par des scories basaltiques de couleur noire présentant une stratification nette. Le contact est franc et régulier et les deux formations concordantes ont un léger pendage vers le Nord-Ouest. Elles sont recoupées à 30° par une formation grossière, épaisse de 5 à 6 m, d'aspect terreux et conglomératique, présentant une stratification grossière conforme au pendage du contact et que nous rattachons à la formation supérieure. Cette formation est constituée par une alternance de lits brun clair et brun jaune : les premiers contiennent des scories noires à bulles peu ou pas étirées et des blocs anguleux de basanite noire massive, les seconds contiennent les mêmes éléments associés à de nombreuses ponces et scories à verre palagonitique.

Cette formation est elle-même surmontée par une formation de couleur brun roux présentant une stratification grossière marquée par l'alternance de coulées peu épaisses et discontinues, et de niveaux à scories contenant de très nombreuses bombes volcaniques fuselées. Cette formation a, dans l'ensemble, un pendage faible d'une dizaine de degrés vers le Sud.

Plus au Sud, et à la partie médiane de la falaise située sous le Champ de Tir des Mamelles, une énorme masse de basanite est intercalée dans la formation précédente. Son débit de type « pelure d'oignon » en grandes plaques courbes, de plusieurs décimètres d'épaisseur, sa compacité, l'absence de vésicules et de parties scoriacées à la base et au sommet conduisent à penser qu'il s'agit là d'une masse de basanite intrusive.

Ravin de Tafassa et Carrières Africaines Nord

Les tufs sont tronqués dans ces affleurements par la coulée de basanite :

— sur la rive droite du Ravin de Tafassa la coulée de basanite repose directement sur la formation inférieure. Au point 12, dans la tranchée qui relie la carrière la plus orientale à la plage des Mamelles, la formation des scories noires est présente, épaisse de 1,5 à 2 m; mais la formation supérieure est tronquée avant les niveaux à ponces et scories basaltiques (fig. 2).

— plus loin (point 13), la formation des scories noires a disparu, mais la coupe se complète vers le haut (fig. 2).

Carrière SERI/AO (point 14).

On trouve aux anciennes carrières SERI/AO un affleurement de tufs, de 1 à 2 m d'épaisseur, surmontés par une coulée de dolérite. Les tufs sont régulièrement stratifiés, sans antidunes ni stratifications obliques. Ils contiennent des scories dont la taille maximale est de 3 à 4 cm; on n'y trouve pas de blocs déformants. Ils pourraient correspondre à certains niveaux de la formation supérieure.

Point d'observation	Distance au centre d'explosion	Epaisseur totale	Epaisseur de la formation inférieure	Epaisseur de la formation supérieure	Epaisseur du niveau repère	Formation
						Stratification
Point 1 Fann	3800 m	0,80 m	0,40 m	0,40 m		Str. très fine ; flore fossile et antidunes à la base Str. planes dans le reste de la formation
Point 2 Fann	3 500 m	0,80 à 1,10 m	0,40 m	0,40 à 0,70 m	quelques mm	idem
Point 3 Carrières E.T.P.D.	3 000 m	1,10 à 1,40 m	0,60 à 0,90 m	0,50 m	0,5 cm	idem
Point 4 Appareil de Mermoz	2 300 m	2 à 2,50 m	1,30 m	0,80 m	1 cm	idem
Point 5 Carrières Fruitier	2 100 m	3 à 3,5 m	1,80 à 2,40 m	1 à 1,10 m	2 cm	idem
Point 6 Carrières Fruitier	1 900 m	4,50 m	3 m	1,50 m	5 cm	Str. fine ; base non visible ; str. planes et légères ondulations
Point 7 Carrières Fruitier	1600 m	6,50 à 7 m	3,20 m	3,50 m	10 cm	Str. fine ; base visible ; str. planes et légères ondulations
Point 8 Début de l'anse de Ouakam	1 300 m	16 m	4 à 5 m	12 m	30 cm	Str. fine ; base non visible ; str. planes et légères ondulations
Point 9 Anse de Ouakam	1000 m	20 à 22 m	6 m	16 m	40 cm	Str. fine ; base non visible ; str. planes et qq. antidunes peu marquées
Point 10 Extrémité ouest de l'anse de Ouakam	800 m	40 m	7 m	30 m	80 cm	Str. fine, lits plus grossiers ; base non visible ; antidunes : L : 1,5-2 m. A : 5-8 cm
Point 11 Pied de la Mamelle occidentale	750 m	?	épaisseur visible 20 m	5 à 6 m	1 m à la base des scories noires	Lits fins et lits grossiers dont certains conglomératiques ; antidunes peu marquées
Point 12 Tranchée des Carrières Africaines Nord	850 m	?	épaisseur visible 7 m	1 à 1,50 m	20 à 40 cm	Lits fins avec qq. lits grossiers ; antidunes : L : 4 m. A : 10-15 cm Str. obliques
Point 13 Carrières Africaines Nord	1150 m	?	épaisseur visible 7 m	1 à 3 m	40 cm	Lits fins avec quelques lits grossiers ; antidunes ; L : 3 m. A : 10 cm Str. obliques

Str.: stratification, sc. : scories, ba. : basanite, att. : attapulgite, qq. : quelques. L : longueur d'onde, A = amplitud

inférieure	Formation supérieure	
Blocs déformants Taille moyenne des plus gros éléments normaux des lits Blocs non déformants (taille maximale)	Stratification Dimension des antidunes d'un niveau de la partie moyenne	Blocs déformants Taille moyenne des plus gros éléments normaux des lits Blocs non déformants (taille maximale)
0,2 cm	Str. fine, antidunes et str. obliques L : 0,60 m. A : 4 cm	1 cm sc.
0,3 cm	Str. fine, antidunes et str. obliques L : 0,80 m. A : 4-5 cm	1 cm sc.
0,5 cm	Str. fine, antidunes et str. obliques L : 1 m. A : 5-6 cm	1,5 — 2 cm sc.
0,7 — 0,8 cm	Str. fine, antidunes et str. obliques L : 1,80 m. A : 8-10 cm	2,5 cm sc., 1 cm ba. 8 cm sc.
1 cm	Str. fine avec qq. lits plus grossiers Antidunes et str. obliques L : 2,40 m. A : 12-15 cm	3-4 cm sc., 1-2 cm ba, 1 cm att. 10 cm ba.
1 cm	Lits fins et grossiers antidunes, str. obliques L : 3 m. A : 15 cm	5-6 cm sc., 2-3 cm ba, 1-2 cm att. 15 cm ba.
1,5 cm	Lits fins et grossiers antidunes, str. obliques L : 3-4 m. A : 20 cm	20 cm ba. 7-8 cm sc., 3-5 cm ba, 3-4 cm att. 20 cm ba.
1,5 — 2 cm	Str. grossière antidune, str. obliques L : 4-4,50 m. A : 25 cm	20-40 cm ba. 7-10 cm sc., 4-6 cm ba, 8 cm att. 50 cm ba.
2 cm	Str. grossière antidune, str. obliques L : 5 m. A : 40 cm	40 cm ba. 10 cm sc., 10-15 cm ba, 10 cm att. et silex 60 cm ba.
2 — 3 cm	Str. très grossière antidunes, str. obliques à grande échelle L : 8 m. A : 60 cm	50-60 cm ba. 10 cm sc., 10-20 cm ba, 10-15 cm att. et silex 1,50 m ba. fluidal
30 cm ba. 5-7 cm silex, ba. 40 cm ba.	Str. très grossière antidunes peu marquées	30-40 cm ba. 5-10 cm ba, sc. 50 cm ba.
25 cm ba. 4-5 cm silex, ba. 20 cm ba.	Str. grossière antidunes bien marquées str. obliques	25 cm ba. 4-5 cm 30 cm ba.
20 cm ba. 3-4 cm silex, ba. 10-15 cm ba.	Str. grossière avec qq. lits fins antidunes peu marquées niveaux à ponces et sc. basaltiques	3-4 cm 20-30 cm ba.

3.3. CONCLUSION

3.3.1. Présence de niveaux continus et individualisés

Les tufs stratifiés se composent d'un nombre fixe et assez limité de niveaux bien individualisés et peu épais (de quelques centimètres à un mètre) que l'on peut suivre de proche en proche malgré la présence de stratifications obliques. Les divers niveaux se différencient par leur couleur, leur composition, leur granulométrie, leur épaisseur relative, les caractères de leurs stratifications et la nature de leurs figures sédimentaires.

3.3.2. Variation des caractères des tufs en fonction de la distance au centre d'émission

Les caractères des tufs, dans les divers affleurements, sont résumés dans le tableau 1; celui-ci montre clairement que l'on observe les faits suivants en se rapprochant du cratère :

— l'augmentation de l'épaisseur d'un niveau donné,

— l'augmentation de la taille des éléments des lits,

— l'apparition à une certaine distance de blocs non déformants et l'accroissement graduel de leur taille,

— l'augmentation progressive de la proportion des éléments denses (basanite massive) au détriment des scories et des éléments du substratum,

— l'apparition brutale de blocs déformants et l'augmentation progressive de leur taille,

— l'apparition et l'augmentation de la taille des antidunes.

3.3.3. Stratigraphie

Nous avons été amenés à diviser les tufs stratifiés en deux formations, l'une inférieure fine et l'autre supérieure grossière, séparées par un niveau repère bien défini constitué de ponces et de scories, et qui peut s'observer dans la plupart des affleurements. A l'inverse de A. Gorodiski, il nous apparaît que la distinction entre les deux formations est très nette, et que la formation supérieure est bien représentée dans tous les affleurements. Les deux formations sont toujours superposées, excepté dans l'affleurement de la plage des Mamelles; là, nous pensons que la formation recoupant à 30° se raccorde à la formation supérieure qui reste bien identifiable dans les Carrières Africaines Nord.

Les formations de scories noires et de scories rouges présentent des caractères différents de ceux des tufs stratifiés : elles se caractérisent par leur faible extension, leur granulométrie grossière, la présence de bombes fuselées et de coulées courtes, l'absence ou la rareté d'éléments du substratum. Elles sont les témoins d'épisodes *stromboliens* dont un premier se place entre deux phases de mise en place de tufs stratifiés par *déferlante basale*. Nous pensons donc, contrairement à H. Faure, P. Vincent et P. Elouard qu'il importe de distinguer les tufs stratifiés des scories noires ou rouges qui correspondent à des phases d'activité de dynamisme différent.

4. ÉTUDE LITHOLOGIQUE DES TUFS STRATIFIÉS

4.1. PÉTROGRAPHIE

4.1.1. Caractères généraux

Il faut tout d'abord souligner le caractère mixte de ces tufs qui sont constitués par un mélange intime, d'une part d'éléments provenant de la pulvérisation du substratum immédiat du volcan, et d'autre part d'éléments juvéniles réunis par un ciment cinéritique très fin (inférieur à 10 µ); ces éléments sont décrits ci-dessous.

Les différents niveaux ont des compositions bien définies et qui restent identiques sur d'assez grandes distances. Selon les affleurements, les tufs sont pulvérulents ou au contraire très cohérents. Ils renferment, d'une manière générale, des niveaux à gouttes de cendre pisolithiques.

La formation supérieure se distingue pétrographiquement de la formation inférieure par l'abondance des éléments basaltiques non palagonitiques et la présence d'éléments basaltiques non scoriacés de grande taille. Elle contient en outre des fragments de la formation inférieure.

4.1.2. Eléments provenant de la pulvérisation du substratum

On distingue :

— des grains de quartz de petite taille (0,1 à 0,8 mm), subarrondis mais souvent brisés, incolores à rose ou roux, en majorité mats avec cependant une certaine proportion de grains luisants. Ces grains de quartz sont identiques à ceux des sables infrabasaltiques. Ils se trouvent en abondance dans tous les niveaux (jusqu'à 20 ou 30 % dans certains lits) et en particulier dans ceux à granulométrie fine (niveaux de cinérite et niveaux de la formation inférieure).

— des fragments de calcaire silicifié à foraminifères, et de silex. Ces éléments, dont la taille varie de 0,2 mm à 30 cm, sont abondants dans tous les niveaux. Dans les niveaux fins ils constituent des ponctuations blanches bien visibles à l'œil nu. On les trouve à l'état de blocs, déformants ou non déformants.

— des fragments peu abondants de marnes à attapulgite. Ils semblent peu représentés dans les fractions fines : on les trouve surtout sous forme de blocs dans les niveaux grossiers. Ces marnes ont gardé leur aspect feuilleté originel et ne semblent pas avoir subi de cuisson.

Les calcaires silicifiés, les silex et les marnes à attapulgite sont comparables aux roches de la série sédimentaire éocène de la presqu'île du Cap Vert [6].

4.1.3. Eléments juvéniles

Eléments de petite taille (en général de 0,1 à quelques millimètres, exceptionnellement jusqu'à 2 ou 3 cm).

Il en existe de plusieurs types à verre basaltique, vésiculé ou non, palagonitique ou non :

— éléments vésiculés à verre basaltique limpide brun clair (sidéromélane) très souvent palagonitique. On trouve dans chaque élément quelques cristaux d'olivine automorphe non iddingsitisée, présentant fréquemment des figures de corrosion particulières à angles vifs (fig. 4 C), et un grand nombre de cristallites de clinopyroxène groupés en gerbes noyées dans le verre. Il n'existe pas de cristaux de magnétite ni de microlites. Les bulles sont sphériques et peu abondantes, ou étirées et alors plus nombreuses.

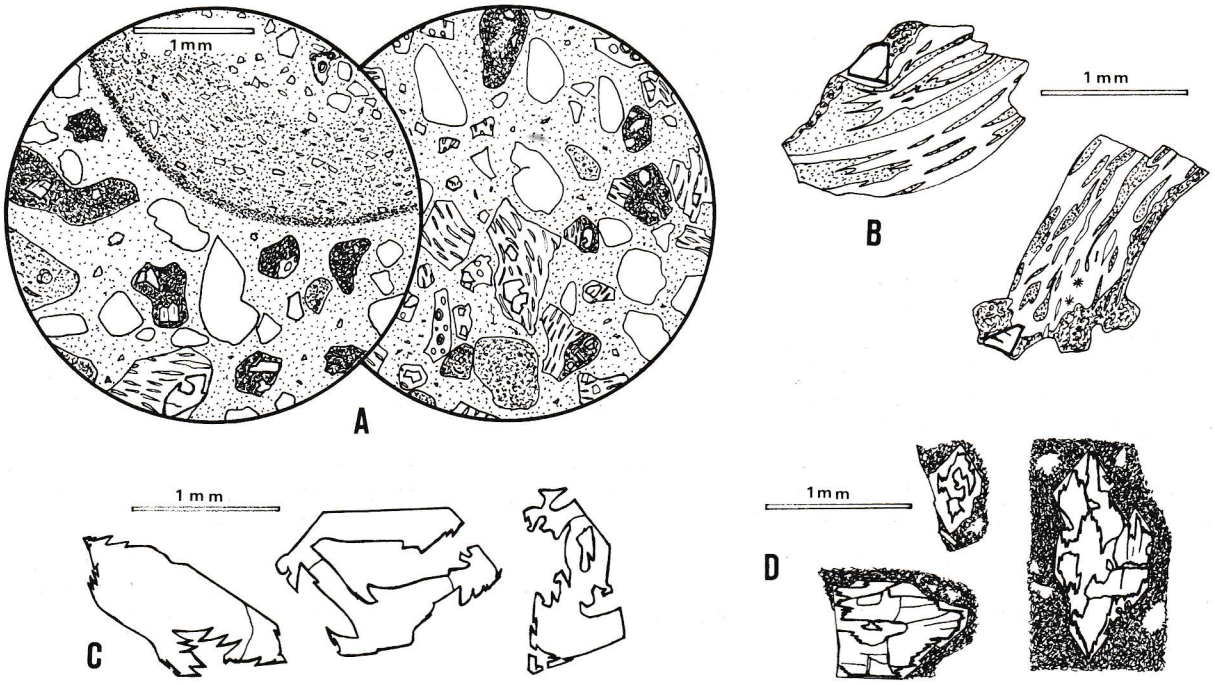


FIGURE 4. — Pétrographie des tufs.
A : Aspect en lame mince (portion d'une goutte de cendre pisolithique dans la première lame). B : Ponces basaltiques à bulles étirées et faces longitudinales courbes. C : Olivines corrodées. D : Olivines corrodées et denticulées.

— éléments non vésiculés, semblables aux précédents, avec en plus des phénocristaux de pyroxène et de plagioclase. Les phénocristaux et les cristallites se disposent souvent de façon fluidale.

— éléments peu vésiculés à bulles non étirées et à verre clair mais complètement obscurci par le développement de cristallites de pyroxène et de grains de magnétite. Les rares phénocristaux sont constitués par de l'olivine de même faciès que précédemment et auquel s'ajoute dans quelques cas une denticulation. Celle-ci, assez semblable à celle des augites denticulées [20-21], semble postérieure à la cristallisation complète du minéral, à sa corrosion et à la cristallisation du verre. Les olivines denticulées s'inscrivent en effet dans des fantômes aux formes cristallographiques et aux corrosions très nettes (fig. 4 D).

— éléments basaltiques à texture sub-doléritique et à cristallisation normale, mais dans lesquels la mésostase et les olivines ont été complètement transformées en calcédoine microcristalline.

La palagonitisation affecte en partie ou en totalité les deux premiers types d'éléments dont le verre ne contient pas de magnétite. Le verre acquiert alors une belle teinte jaune vif ou orangée, mais garde son isotropie, et des produits secondaires, calcite ou zéolites, se déposent dans les bulles ou entre les éléments. Le troisième type d'éléments est très peu affecté par la palagonitisation.

Tous ces éléments sont équidimensionnels ou peu allongés. Ils sont limités par des cassures planes ou légèrement courbes. Quelques éléments du premier type à bulles étirées sont allongés et présentent des faces courbes parallèles à l'allongement des bulles, mais sont limités aux deux extrémités par des cassures (fig. 4 B). Notons l'absence dans ces tufs d'éléments effilés, en gouttes ou en filaments, caractéristiques des projections stromboliennes ou hawaïennes [40].

Eléments de grande taille.

Ces éléments, de la taille des blocs, se rencontrent surtout dans la formation supérieure. On peut distinguer :

— des scories noires à nombreuses bulles sphériques ou peu étirées;

— des blocs anguleux et massifs de basanite vitreuse de couleur noire limités par des faces nettes, planes ou légèrement courbes. En lame mince cette basanite se caractérise par la présence de phénocristaux d'olivine, de plagioclase et de pyroxène, par l'abondance d'un verre brun clair contenant des cristallites squelettiques, et par la quasi absence de microlites.

— des blocs à surface craquelée en croûte de pain, constitués de basanite vitreuse identique à celle des blocs précédents.

— des blocs de très grande taille (jusqu'à 1,5 m) de basanite présentant une fluidalité nette et régulière affectée de plis semblables, et comparable à celle des dômes de roches acides (pyroméride par exemple). Ils se débitent en plaquettes et contiennent de nombreuses vacuoles renfermant de la calcite et des zéolites, étirées parallèlement au plan de fluidalité. L'examen en lame mince montre qu'il s'agit d'une basanite classique, non vitreuse, à olivine iddingsitisée tout à fait comparable, aux vacuoles près, aux basanites des coulées de Fann.

L'étude de l'appareil adventif de Mermoz permet d'expliquer l'origine de ces blocs : au centre on y observe une masse de lave basanitique fluidale tout à fait analogue à celle des blocs. Elle est intrusive dans un amas de scories soudées et de lave pâteuse constituant les vestiges d'un ancien lac de lave. Le plan de la fluidalité, le débit en dalles et l'aplatissement des vacuoles sont parallèles au contact, d'ailleurs assez irrégulier et redressé. Il pourrait s'agir de lave basanitique dégazée. Par analogie, on peut admettre que ces blocs résultent de la pulvérisation d'un culot de lave dégazée, intrusive dans le cratère.

4.1.4. Pétrographie de niveaux particuliers

Cinérites à gouttes de cendre pisolithiques.

Dans la formation inférieure on distingue plusieurs dizaines de niveaux de cinérites à gouttes de cendre pisolithiques, épais de 1 à 5-6 cm : les gouttes de cendre ont une dimension de 3 à 7-8 mm et sont extrêmement abondantes au point d'être quasiment jointives. Dans la formation supérieure, on observe également quelques niveaux de cinérite plus épais, de couleur rouge ou grise selon les affleurements. Les gouttes de cendre pisolithiques y sont plus grandes (jusqu'à 1,5 cm), et elles sont associées à des ponces basaltiques à cortex cinéritique, de couleur vert clair à jaune, le tout étant disséminé dans une matrice cinéritique très fine aux grains de quartz très abondants. Ces niveaux montrent un graded-bedding avec les plus grosses gouttes de cendre pisolithiques à la base, certaines déterminant de légères dépressions dans les laminae sous-jacents. La stratification est peu marquée, la granulométrie est fine et relativement homogène; il peut exister à leur toit des ondulations symétriques de type antidune. Notons que l'on trouve aussi des gouttes de cendre pisolithiques dispersées dans le reste des tufs.

Les gouttes de cendre pisolithiques ont une forme sphérique ou ellipsoïdale aplatie. Elles sont constituées d'un cœur entouré par un cortex généralement assez mince. Le cœur à granulométrie hétérogène est constitué de grains de quartz anguleux et d'éléments basaltiques vésiculés à verre palagonitique. Le cortex a une granulométrie beaucoup plus fine que celle du cœur et ses éléments se disposent en couches concentriques.

Divers auteurs admettent que les niveaux de cinérites rencontrés fréquemment dans les dépôts de déferlantes basales sont dus à des chutes de cendre; les gouttes de cendre pisolithiques résulteraient de la condensation de la vapeur d'eau dans le nuage de l'explosion. Cette condensation ponctuelle agglomère des particules créant ainsi le cœur, le cortex se formant ensuite par agglutination par tension superficielle de particules de plus en plus fines lors de la chute [4-26]. La formation des ponces à cortex peut s'interpréter de la même manière.

Les gouttes de cendre pisolithiques trouvées dans les autres niveaux peuvent s'être formées — ou avoir été incorporées — dans des déferlantes basales; elles auraient été alors déposées comme les autres éléments de ces niveaux.

Niveaux de ponces et de scories basaltiques.

Ces niveaux, composés exclusivement d'éléments juvéniles, ont une granulométrie assez homo-

gène et ne montrent pas de stratifications. La majorité des éléments sont des ponces basaltiques à bulles souvent étirées, de couleur jaune à gris et dont la taille, tout au moins dans les affleurements les plus proches du cratère, va de 0,5 à 2 cm. On y trouve aussi des scories peu vésiculées de plus grande taille, torsadées mais brisées, de couleur grise à noire, et de petits fragments anguleux de basanite vitreuse. Les fragments de basanite, plus denses, sont rassemblés à la base de ces niveaux. Les éléments ne sont pas réunis par un ciment, ce qui rend ces niveaux très friables.

Le mode de mise en place de ces niveaux est difficile à préciser en l'absence de structures sédimentaires. Il faut toutefois noter leur grande extension, identique à celle des autres niveaux et sans commune mesure avec celle des projections stromboliennes des affleurements du secteur plage des Mamelles — Carrières Africaines Nord.

4.1.5. Conclusion

Nous retiendrons de cette description :

— le caractère mixte de ces tufs; ce caractère, propre aux produits des explosions phréatomagmatiques, s'explique par la localisation sous la surface du sol du point d'explosion.

— la présence de nombreux éléments vésiculés qui implique une participation initiale des gaz magmatiques dans la genèse des pyroclastites;

— la proportion importante de verre dans tous ces éléments qui ont donc été trempés. Cette trempe a stoppé la vésiculation dans certains éléments et l'a empêchée de se produire dans d'autres. On n'observe pas en effet dans ces tufs d'échardes de verre correspondant à des parois de bulles.

— le caractère anguleux et la petite taille des éléments qui impliquent une fragmentation poussée. Cette fragmentation est due aux explosions secondaires : elle a lieu après la vésiculation et la trempe;

— la palagonitisation du verre de certains éléments : l'étude comparée des produits d'hydroexplosions récentes (Volcans Taal, Capelhinos, Surtsey) et anciennes montre que la palagonitisation est due à l'altération météorique [23, p. 194].

4.2. STRATIFICATIONS, STRUCTURES ET FIGURES SÉDIMENTAIRES

4.2.1. Généralités

Lorsque la granulométrie est fine les tufs montrent un litage très fin et régulier : on peut dans ce cas distinguer des laminae d'un millimètre dans certains niveaux. Quand la granulométrie est plus grossière, le litage disparaît presque totalement et certains niveaux prennent un aspect conglomératique qui est à rapprocher de celui des « tufs à blocaux », de l'anse Bernard ou de Toubab Diallao [34-35]. On n'observe pas, en général, de graded bedding sauf dans certains niveaux particuliers (*cf. supra*).

Les niveaux sont caractérisés par une relative homogénéité de leur granulométrie. Il existe cependant à proximité du cratère de très nombreux blocs non déformants (photos 4 et 5) dont les tailles sont très nettement supérieures à celles des éléments des lits. Ces éléments ont été déposés sans déformer ou en ne déformant que très légèrement le lit sur lequel ils reposent. Ils constituent alors un véritable obstacle et les lits suivants sont redressés contre leur face amont (1) alors que les lits avals (1) sont à peu près horizontaux : le bloc est ainsi moulé par les lits successifs et au-dessus de lui leur continuité est rétablie.

(1) Nous emploierons pour la description des particularités de la stratification, les termes de côté amont et côté aval par analogie avec les descriptions de sédiments déposés dans des chenaux alluviaux. Ici le côté amont représente le côté tourné vers le cratère.

Les blocs déformants (photo 5), eux, déterminent dans les niveaux sous-jacents une dépression symétrique ou dissymétrique, et dans ce cas son orientation permet de déterminer dans quelle direction se trouvait le cratère. Cette dépression est ensuite colmatée par les lits des niveaux suivants et disparaît progressivement vers le haut.

4.2.2. Stratification plane

Beaucoup de niveaux, particulièrement ceux de la formation inférieure sont limités par des surfaces planes et gardent à l'échelle de l'affleurement une épaisseur constante : on désigne ce type de stratification sous le nom de « stratification plane » (plane-beds des auteurs anglo-saxons). Dans ces lits, les éléments plats ou en plaquettes (marnes à attapulgite) se disposent horizontalement.

4.2.3. Antidunes

D'autres lits présentent des structures sédimentaires simples de type antidune, ou d'autres plus complexes résultant de l'évolution des précédentes.

Caractères des antidunes

Les antidunes sont des structures sédimentaires métriques, bidimensionnelles, de forme sinusoïdale, plus exactement trochoïdale [15], dont le rapport amplitude sur longueur d'onde est faible (en général voisin de 0,05). Les côtés aval et amont ont un pendage faible (de 5 à 15°, exceptionnellement une vingtaine de degrés). Dans les affleurements observés on trouve des antidunes symétriques ou dissymétriques à structure interne simple ou plus complexe.

Les antidunes simples sont caractéristiques de la formation inférieure : elles se constituent à partir d'une stratification plane par épaississement des laminae en certains points; il en résulte une structure symétrique ou parfois dissymétrique, à stratifications internes de forme sinusoïdale et de très faible pendage.

La structure des antidunes est plus complexe dans la formation supérieure (fig. 5 A et B, photos 1, 3 et 6) : une première série de laminae à faible pendage correspondant à la partie avale d'une première antidune symétrique est recoupée par une surface d'érosion elle-même en forme d'antidune. De nouvelles laminae moulent cette surface en s'épaississant dans le creux entre deux crêtes d'antidunes; cela a pour conséquence une migration vers l'aval de la crête de l'antidune. L'ensemble reste symétrique et l'ondulation s'atténue à mesure que les niveaux s'accumulent (photo 6).

Les antidunes décrites précédemment sont disposées en trains (photo 3) : le toit d'un niveau montre une succession d'ondulations de type antidune dont les caractères (amplitude, longueur d'onde, structure interne) sont identiques pour un affleurement donné. Ces antidunes existent aussi bien dans les lits horizontaux que dans les lits inclinés — même de plusieurs dizaines de degrés — vers l'intérieur ou l'extérieur du cratère.

Les antidunes sont disposées tangentiellement par rapport au cratère, ce que montrent les observations suivantes :

— dans la plupart des affleurements disposés selon des coupes radiales, on observe des figures sinusoïdales qui sont des sections d'antidunes perpendiculaires à leur grand axe;

— dans certains de ces affleurements, la surface supérieure des bancs est dégagée par l'érosion (sentier descendant à l'anse de Ouakam) et montre alors des ondulations correspondant aux antidunes dont l'axe est disposé tangentiellement par rapport au cratère;

— dans les quelques coupes tangentielles que l'on peut observer, les lits correspondent à des sections longitudinales d'antidunes.

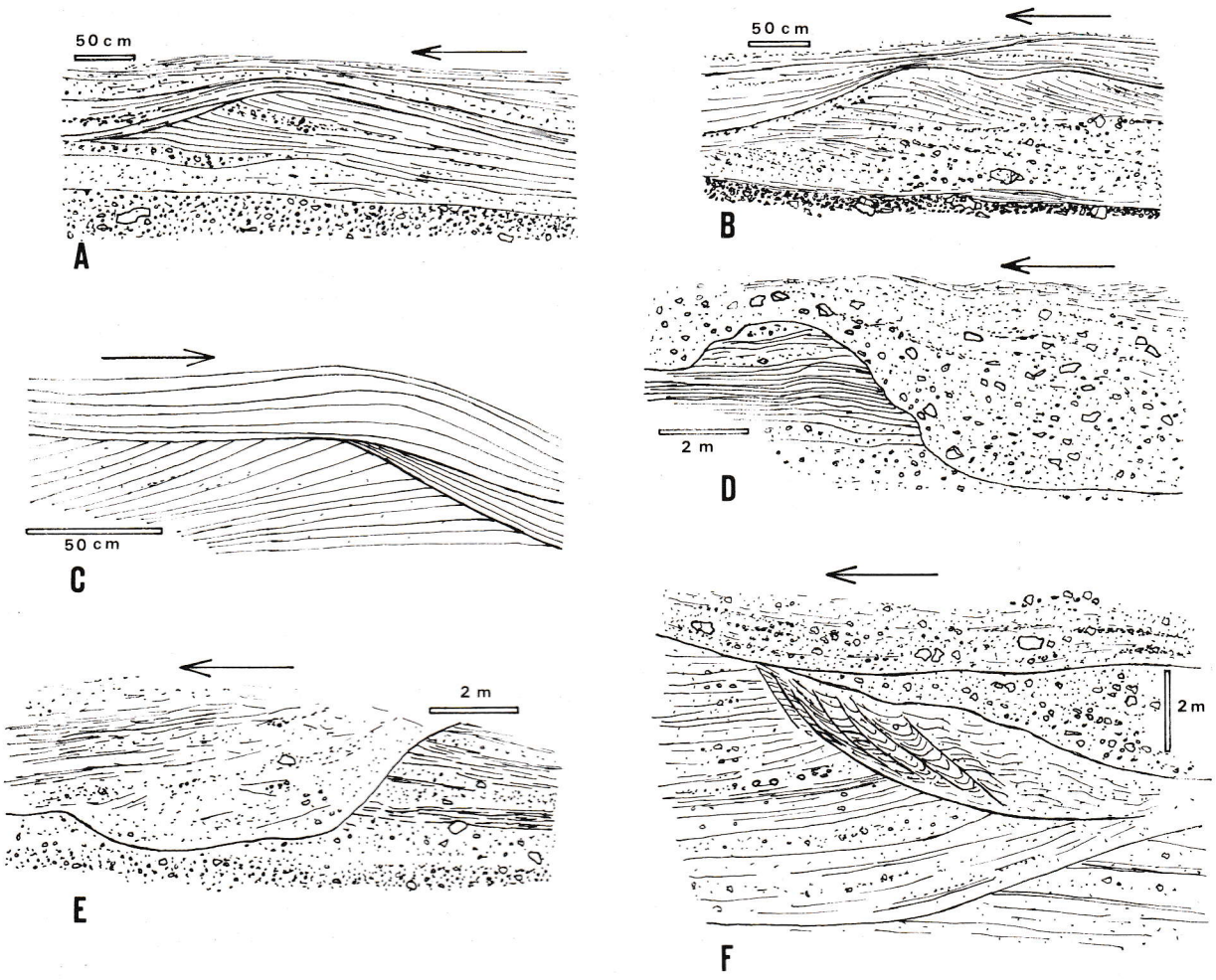


FIGURE 5. — Antidunes et stratifications obliques dans la formation supérieure.

A : Antidune dissymétrique complexe (route de la corniche, Ouakam). B : Antidune complexe (point 12). C : Stratifications obliques à petite échelle provenant de la destruction d'antidunes (point 7). D : Ravinement (falaise sous le Camp Archinard). E : Ravinement (?) et stratifications obliques à grande échelle (route de la corniche, Ouakam). F : Effondrement et stratifications obliques à grande échelle (falaise sous le Camp Archinard). La flèche indique la direction du cratère.

Facteurs contrôlant l'apparition et l'évolution des antidunes

La présence des antidunes semble en relation avec la granulométrie : lorsque celle-ci augmente, les antidunes disparaissent au profit des stratifications planes. Dans la formation supérieure, par exemple, on peut observer les faits suivants :

— dans l'affleurement du talus de la route de la Corniche, au niveau de l'anse de Ouakam, des niveaux grossiers à stratifications planes, alternent avec des niveaux fins à antidunes bien marquées;

— dans les niveaux grossiers, situés à l'Ouest de l'anse de Ouakam au-delà du point 10, on observe surtout des stratifications planes.

L'apparition et la variation de la taille des antidunes paraissent contrôlées par l'énergie cinétique de la déferlante basale :

— à chaque explosion correspond une déferlante basale d'une énergie donnée; cela explique

qu'on peut observer dans le même affleurement des niveaux à antidunes, et d'autres à stratifications planes, alors que leur granulométrie est la même;

— l'énergie cinétique diminue lorsqu'on s'éloigne du centre d'explosion; pour un même niveau on observe, lorsqu'on s'éloigne du cratère, une diminution continue de la taille des antidunes, sans variation de leur structure. Deux exemples illustrent ce fait :

- les deux tiers supérieurs de la formation inférieure contiennent dans certains affleurements des antidunes : au point 12, affleurement isolé mais proche du cratère, leur longueur d'onde est de 4 m et leur amplitude de 20 cm. Dans l'anse de Ouakam (point 10) les antidunes ont une longueur d'onde de 1,50 à 2 m et une amplitude de 5 à 8 cm. Aux points 7 et 6, il n'existe que des ondulations de très faible amplitude et à partir de l'appareil de Mermoz les antidunes ont disparu et les stratifications sont planes;
- dans le niveau supérieur il existe un niveau à granulométrie fine limité à sa partie supérieure par une surface en forme d'antidune. Cette surface recoupe des laminae à faible pente représentant des portions avales d'anciennes antidunes. Au début de l'anse de Ouakam (point 7 et 8) ces antidunes ont 3,50 à 4,50 m de longueur d'onde et 20 à 25 cm d'amplitude. On observe en allant vers Fann une diminution de ces deux paramètres : 1,80 m et 8 à 10 cm à l'appareil de Mermoz, 1 m et 5 cm à Fann.

Interprétation dynamique

Les antidunes observées sont par leur forme, leur structure interne, leurs groupements en trains et leur évolution, comparables à celles observées dans des chenaux alluviaux parcourus par des courants rapides lorsque le régime d'écoulement supérieur est atteint [16-32]. Or il est démontré que les lois qualitatives qui gouvernent le transport et le dépôt des matériaux meubles en suspension dans un fluide animé d'une grande vitesse sont indépendantes de la nature de ce fluide [1-2]. *En conséquence les résultats de l'hydrodynamique concernant la formation et l'évolution des structures sédimentaires dans des chenaux alluviaux* [32] *sont applicables aux déferlantes basales* [11-41].

La formation d'une antidune peut s'expliquer par l'établissement d'ondes stationnaires à l'intérieur de la déferlante basale et plus précisément, pour R.V. Fisher et A.C. Waters (1971), à l'interface qui se crée entre la base chargée de matériaux en suspension et la partie supérieure constituée presque uniquement de vapeur d'eau : ces ondes stationnaires sont à l'origine des antidunes qui se forment à la surface des dépôts et avec lesquelles elles sont en phase. La destruction des antidunes est due à une brusque rupture de l'onde stationnaire, rupture qui s'effectue vers l'amont. Cette destruction est suivie par l'établissement de nouvelles antidunes ou de stratifications planes.

La conservation des formes et des structures internes des antidunes implique une certaine cohésion du matériel dont elles sont constituées.

4.2.4. Stratifications obliques

Dans tous les affleurements de la formation supérieure, et dans ceux de la plage des Mamelles pour la formation inférieure, on trouve de nombreuses stratifications obliques. Elles sont de deux types :

— la plupart des stratifications obliques sont à l'échelle de quelques décimètres. Elle consistent en des laminae de stratifications internes d'antidunes (faible pendage et disposition en éventail) recoupées par une surface plane ou en forme d'antidune (fig. 5 A, B et C).

— on trouve dans la formation supérieure, à proximité du cratère, des stratifications obliques à l'échelle de plusieurs mètres ou d'une dizaine de mètres (fig. 5 D, E et F). Dans tous les cas plusieurs niveaux sont recoupés, avec un pendage parfois important (jusqu'à 45°), par un autre ensemble de niveaux. L'origine de ces stratifications obliques peut s'expliquer de diverses manières :

- dans certains cas la surface de discontinuité corespond à un effondrement. Lorsque celui-ci est peu important, on peut parfois observer des failles panamiennes et des tassements dans le compartiment effondré (fig. 5 F). La dépression est ensuite remplie de niveaux dont le pendage est conforme à celui des surfaces de discontinuité;

- dans d'autres cas (fig. 5 D et E); les niveaux supérieurs sont plaqués contre une surface de discontinuité dont le pendage peut être faible, ou remplissent une dépression creusée dans les niveaux inférieurs. Il est difficile, dans ce cas, de définir l'origine exacte de l'érosion : causée par l'explosion ou même par les déferlantes basales, ou due aux eaux de ruissellement ?

4.2.5. Déformation plastique des lits

Les tufs présentent dans quelques cas des figures de déformation plastique qui se forment pendant la mise en place des tufs ou immédiatement après :

— la présence de blocs déformants les lits a déjà été signalée. L'ensemble des lits entourant la cupule de déformation est ployé et ceux situés sous le bloc sont compactés (photo 5);

— dans la tranchée qui relie les Carrières Africaines Nord à la plage des Mamelles, on peut observer des convolutes-laminations dans les plus hauts niveaux de la formation inférieure, sous le niveau à scories stromboliennes et à coulées bréchiques. Dans le même affleurement il existe aussi des injections « diapiriques » de tufs à granulométrie fine dans le niveau de scories.

Ces figures sont différentes des structures sédimentaires décrites précédemment et pour lesquelles les tufs se comportent comme un matériau cohérent puisqu'il y a conservation des structures de dépôt, souvent très fines. La présence de ces figures montre que les tufs réagissent aussi comme un matériau plastique. Ces propriétés mécaniques particulières des dépôts de déferlantes basales sont dues à la présence d'une certaine quantité d'eau intersticielle [19-41].

4.3. FLORE FOSSILE

On trouve une flore fossile aussi abondante que variée, depuis Fann jusqu'au-delà de l'appareil de Mermoz, dans les premiers centimètres de la formation inférieure [17]. Dans ces niveaux à la base des tufs la stratification est confuse. Les tufs, délités, montrent de nombreuses empreintes de feuilles, souvent contournées, celles-ci se trouvant dans toutes les positions. Dans les mêmes niveaux s'observent aussi des « cylindres » verticaux ou inclinés, contre lesquels les lits amonts sont redressés et qui peuvent correspondre à des troncs d'arbustes.

Pour L. Hebrard, « une végétation herbacée recouvrait le relief dunaire. Dans les interdunes, à sol noir, poussaient quelques arbustes ». D'après les déterminations, « la végétation ressemble à la végétation actuelle de régions à climat tropical à courte saison des pluies, dans des milieux sablonneux à bas-fonds humides ».

La présence de cette flore en place dans son milieu d'origine, montre clairement que la mise en place de la formation inférieure s'est effectuée à *l'air libre*. Ainsi que cela a été observé lors de l'éruption du volcan Taal de 1965 [25-26], la végétation a pu être « soufflée » par les déferlantes basales : les arbustes ont été dépouillés de leurs feuilles, qui ont été transportées et déposées par les déferlantes basales, mêlées avec le matériel pyroclastique; à une distance assez grande, certains arbustes ont pu rester en place.

5. CONCLUSION

5.1. LES DÉPÔTS DE DÉFERLANTES BASALES DU VOLCAN DES MAMELLES

Les tufs stratifiés sont constitués :

— pour leur plus grande part de dépôts de déferlantes basales, caractérisés par leur granulo-

métrie fine, leurs structures sédimentaires, leurs stratifications obliques et leurs blocs non déformants;

— de niveaux de cinérites à gouttes de cendre pisolithiques provenant d'une chute de cendre;

— d'éjecta « balistiques » (blocs déformants) caractérisés par leurs figures d'impact.

La pétrographie de ces pyroclastites a montré que leur genèse s'est effectuée lors d'explosions phréatomagmatiques.

Ces caractères sont tout à fait semblables à ceux des dépôts de déferlantes basales dont la mise en place a été observée : éruptions du volcan Taal de 1965 [24-25], du Surtsey en 1963-1964 [38], du Capelhinos (Açores) en 1957-1958 [41]. Ils sont aussi comparables à ceux des dépôts de déferlantes basales d'anciens maars ou anneaux de tuf : Maars du Massif Central [3-4], de l'Eifel [22-28] ou de l'Ouest des Etats-Unis [11-19].

Dans les appareils anciens cités on observe en général les dépôts de déferlantes basales à la faveur de carrières ou d'entailles de routes ou de chemins. Dans l'appareil des Mamelles, au contraire, les nombreux affleurements disposés en bordure de la côte permettent d'observer des dépôts de déferlantes basales dans des conditions idéales, et surtout de suivre les variations de leurs caractères lorsqu'on s'éloigne du cratère.

5.2. PHASES D'ACTIVITÉ ET TYPE D'APPAREIL CORRESPONDANT

Les explosions phréatomagmatiques ont pu avoir lieu, soit dans le substratum éocène, soit à la limite substratum-sables infrabasaltiques. Il est difficile de fixer avec précision la profondeur du point d'explosion : la base des sables infrabasaltiques est visible sur la côte, au Sud-Est des Mamelles. Mais le toit des formations éocènes peut se trouver à une cote inférieure plus au Nord (- 65 m au sondage S XVI du Terme sud [13]). On sait que les formations éocènes ne contiennent pas de nappes aquifères mais que les sables infrabasaltiques, par contre, sont aquifères.

La première phase, à déferlantes basales, est responsable du dépôt de la formation inférieure, caractérisée par la finesse granulométrique des produits projetés, la grande proportion de grains de quartz et la présence de nombreux niveaux de cinérite. Les premières déferlantes basales ont détruit la végétation existante.

Un petit épisode phréatomagmatique est responsable, ensuite, de la mise en place du niveau repère à ponces et scories basaltiques.

La coupe Ouakam-Fann est une coupe radiale incomplète de l'appareil correspondant à la première phase; en effet, les affleurements de la plage des Mamelles présentent un pendage appréciable vers le Nord-Ouest et des caractères qui témoignent d'une grande proximité du cratère. On peut donc penser, pour des raisons de symétrie, qu'il manque plusieurs centaines de mètres d'affleurements dans la coupe homologue vers le Sud-Est (Ouakam-Fann).

Nous avons vu que les tufs stratifiés de la plage des Mamelles sont recoupés à l'emporte-pièce par une surface qui pend de 30° vers l'intérieur du cratère. Cette surface ne constitue pas le bord du cratère de la première phase, car les tufs ne marquent aucune tendance à changer de pendage pour s'incliner vers l'intérieur du cratère, comme c'est le cas aux abords du cratère dans certains appareils du Nord-Ouest des Etats-Unis (G. Heiken [19, fig. 4] et fig. 6). Elle correspond vraisemblablement à un effondrement postérieur qui a agrandi le cratère initial (fig. 3 B).

L'appareil de cette première phase était donc très étalé, de très faible hauteur, et son cratère était beaucoup plus petit que celui de la phase suivante à déferlantes basales (fig. 3 C).

Dans une deuxième phase, il y a passage à une activité strombolienne dont les seuls témoins sont constitués par les scories noires et les coulées bréchiques de la plage des Mamelles. Cette phase proprement magmatique se termine par la mise en place d'un culot de lave basanitique fluidale dans la cheminée.

Après cette phase, survient un effondrement suivant une faille annulaire qui agrandit le cratère de la première phase.

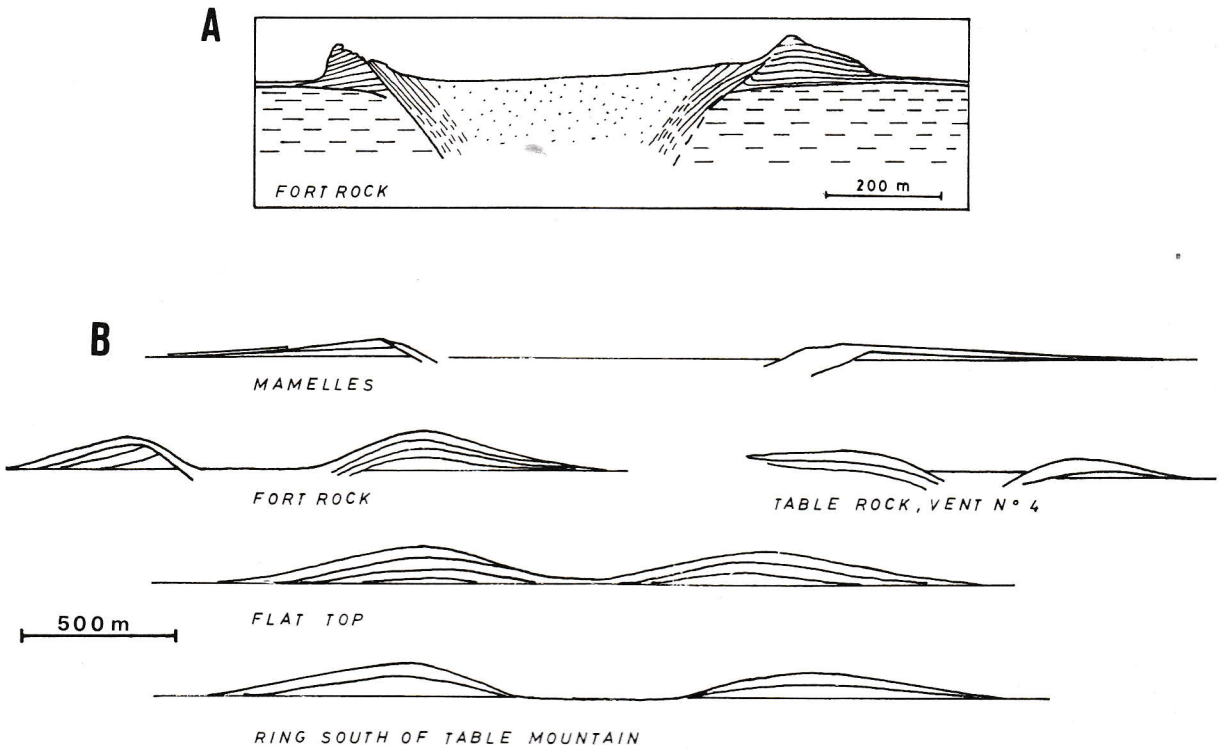


FIGURE 6. — A : Coupe de l'anneau de tuf de Fort-Rock (G.H. HEIKEN [19]). B : Structures reconstituées de l'appareil des Mamelles et de quelques anneaux de tufs de la région de Fort-Rock - Christmas Lake Valley, Orégon (G.H. HEIKEN [19]).

Une nouvelle phase à déferlantes basales, caractérisée par une participation beaucoup plus importante du magma juvénile termine ensuite l'édification de l'appareil. Cette phase est responsable du dépôt de la formation supérieure grossière et semble elle-même se décomposer en plusieurs épisodes, ainsi que l'attestent les nombreuses stratifications obliques à grande échelle et la présence en son sein d'un ou de plusieurs niveau(x) à ponces et scories basaltiques.

L'affleurement de la plage des Mamelles et celui de la partie ouest de l'anse de Ouakam correspondent au bord du cratère de cette phase:

— à la plage des Mamelles, les tufs grossiers de la troisième phase moulent l'escarpement de faille mentionné précédemment et viennent recouvrir scories noires de la deuxième phase et tufs stratifiés de la première phase.

— à l'anse de Ouakam on voit les tufs grossiers littéralement sortir du cratère (zone à pendage apparent de 20° vers l'Ouest), et venir recouvrir les tufs stratifiés de la première phase; leur pendage de 8 à 10° est alors dirigé vers l'Est et diminue rapidement, ainsi que leur épaissenr, dans cette direction.

Une telle disposition montre clairement que la genèse de cet appareil s'est effectuée en trois phases avec effondrement de la partie centrale de l'appareil primitif après la deuxième phase. Elle s'explique par le fait que les déferlantes basales sont capables de se mouvoir à contre-pente et de déposer des tufs stratifiés, même sur des surfaces fortement redressées : cela a été observé lors de l'éruption phréatique du volcan Capelinhos de septembre 1957 [41].

L'appareil résultant des trois phases d'activité est un appareil surbaissé de grand diamètre (8 km), à large cratère (1,25 km) et faible hauteur (50 m environ) de type maar (fig. 3 C). Le profil des parties externes est concave, la pente aux abords du cratère est faible (5 à 10°) et devient quasi nulle à la périphérie. Le rapport hauteur sur diamètre est très faible :

— de 1/60 si l'on tient compte des parties périphériques très rarement visibles ou conservées dans d'autres appareils de ce type, par exemple les maars du Devès (Massif Central français) ou de l'Eifel (Allemagne fédérale);

— de 1/40 si l'on se fixe comme limite le point 6 à partir duquel l'épaisseur diminue plus lentement et les blocs déformants n'apparaissent plus.

Cet étalement considérable a été facilité par la topographie molle qui existait antérieurement aux explosions. La faible hauteur au bord du cratère, la faible épaisseur dans les affleurements éloignés ainsi que le petit nombre de niveaux successifs déposés chacun par une déferlante basale montrent que l'édification de cet appareil correspond à un petit nombre d'explosions.

On peut penser, si l'on se réfère à des exemples bien connus d'explosions phréatomagmatiques, que la durée totale de ces deux phases d'activité n'a peut-être pas excédé quelques jours ou quelques semaines. A titre d'exemple, lors de la phase d'explosions phréatiques du volcan Taal de septembre 1965 [24-25], en 2 jours seulement les dépôts de déferlantes basales se sont accumulés sur une épaisseur de 4 m à 1 km du centre d'explosion et de 50 cm à 4 km.

L'appareil résultant de ces trois premières phases d'activité est comparé dans la figure 6 à quelques appareils du Nord-Ouest des Etats-Unis [19].

Enfin, après ces phases d'activité à déferlantes basales, une nouvelle phase strombolienne donne naissance aux cônes de scories rouges qui constituent les deux Mamelles.

5.3. EXTENSION AUX TUFS DU VOLCANISME TERTIAIRE

Les tufs à blocaux de la région de Thiès et de la presqu'île du Cap Vert, malgré leur altération et leur petit nombre de bons affleurements montrent quelques points communs avec les tufs du volcan des Mamelles : présence d'éléments du substratum immédiat et d'éléments juvéniles, grande extension et faible épaisseur, litage légèrement marqué. Mais à cause de leur granulométrie grossière et de la mauvaise qualité des affleurements, on n'observe pas, en général, de stratifications fines et d'antidunes.

Les tufs de Bel Air, par contre (en particulier dans le bel affleurement d'une trentaine de mètres de long situé à la pointe de Bel Air sous le camp militaire) présentent de très nombreux caractères de dépôts de déferlantes basales.

On peut donc penser que la plupart des tufs tertiaires ont été aussi mis en place lors d'éruptions phréatomagmatiques, accompagnées de déferlantes basales.

BIBLIOGRAPHIE

(1) Bagnold, R.M. (1956). — Flow of cohesionless grains in fluids. *Phil. Trans. Roy. Soc. London,* **249**, p. 235-297.

(2) Bagnold, R.M. (1963). — Mechanics of marine sedimentation, in *The Sea,* vol. 3, par M.N. Hill, 963 p., éd. John Wiley, New York.

(3) Baudry, D. et Camus, G. (1970). — Les maars de la chaîne des Puys (formations volcaniques du Massif central français). *Bull. Soc. Géol. Fr. (7),* XII, n° 2, p. 185-189, 5 fig.

(4) Boucarut, M. et Crevola, G. (1972). — Dépôts de « déferlantes basales » (base surge) dans l'Estérel et le Devès (Var et Massif central français) et gouttes de cendre pisolithiques. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7),* XIV, p. 180-190, 9 fig. 2 pl.

(5) Chautard, J. (1906). — Sur les roches volcaniques de la presqu'île du Cap Vert (Sénégal). *C. R. Acad. Sci.,* **143**, p. 919-921.

(6) Chautard, J. (1907). — Les roches éruptives de la presqu'île du Cap-Vert. *Bull. Soc. Géol. Fr., (4),* v. 7, p. 427-440, 10 fig.

(7) DEBANT, P. (1961). — Les roches volcaniques récentes de la feuille de Ouakam au 1/20 000 (Sénégal). D.E.S. *Lab. Géol. Fac. Sc. Dakar* et *Ann. Fac. Sc. Dakar,* **10** (1963), p. 79-154, 13 fig., 11 pl., 3 dépliants photo.

(8) ELOUARD, P. (1965). — Excursion géologique à Dakar. *Notes africaines,* Dakar, n° 105, p. 2-12, 2 fig., 4 photos, 1 carte.

(9) FAURE, H., DEMOULIN, D., HÉBRARD, L. et NAHON, D. (1970). — Données sur la néotectonique de l'extrême Ouest de l'Afrique. *In proceeding of the Conf. on African Geol., Ibadan, Nigéria,* déc. 1970, p. 609-617, 2 fig.

(10) FAURE, H., VINCENT, P. et ELOUARD, P. (1967). — Les formations sédimentaires et volcaniques de la presqu'île du Cap-Vert : volcanisme pléistocène des Mamelles. *Livrets guides des excursions du 6e congrès panafr. de préhist. et de l'étude du Quaternaire,* 7 p. ronéo., 2 fig.

(11) FISHER, R.V. and WATERS, A.C. (1970). — Base surge bed forms in maar volcanoes. *Amer. J. of Sc.,* **268**, p. 157-180, 10 pl.

(12) FRAUDET, P. (1970). — Contribution à l'étude des roches éruptives de la région de Thiès (Sénégal). D.E.S. UER Sc. nat. Univ. Lyon, 114 p., 17 photos, 26 fig.

(13) GORODISKI, A. (1952). — Notice explicative de la carte géologique du Sénégal au 1/20 000 (feuilles Ouakam et Dakar). *Bull. Dir. Mines Afr. occ. Fr.* (Dakar), n° 10, p. 5-57, 3 fig., 2 cartes géologiques h.-t.

(14) GUIBERT, M.L. (1905). — Notes géologiques sur les environs de Dakar (Sénégal). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (**4**), V, p. 764-775, 17 fig., 1 tabl.

(15) HAND, B.M. (1969). — Antidunes as trochoidal waves. *J. of Sed. Petr.,* **39**, n° 4, p. 1302-1309, 8 fig.

(16) HAND, B.M., WESSEL, J.M. and HAYES, M.O. (1969). — Antidunes in the Mount Toby conglomerate (triassic), Massachusetts. *J. of Sed. Petr.,* **39**, n° 4, p. 1310-1316, 6 fig.

(17) HÉBRARD, L. (1973). — Découverte d'une flore ensevelie sous les cinérites du volcan quaternaire des Mamelles à Dakar (Sénégal). *Notes africaines,* Dakar, n° 137, p. 24-28, 1 fig., 3 pl.

(18) HÉBRARD, L., FAURE, H. et ELOUARD, P. (1969). — Age absolu du volcanisme quaternaire de Dakar. *Bull. ASEQUA,* Dakar, n° 22, p. 15-19, 2 fig.

(19) HEIKEN, G.H. (1971). — Tuff rings : examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, South-Central Oregon. *J. of Geophys. Research,* **76**, n° 23, p. 5615-5626, 8 fig.

(20) KIEFFER, G. (1970). — Le volcan pépéritique d'Hubel (Lembron, Puy de Dôme). *Rev. Sc. Nat. Auvergne,* **36**, p. 3-23.

(21) KIEFFER, G. et PELLETIER, H. (1969). — Etude morphologique comparée des augites denticulées des Monts Dore (Massif central français) et de l'Etna (Sicile). *Rev. Sc. Nat. Auvergne,* **35**, p. 33-37, 1 pl. photo.

(22) LORENZ, V. (1973). — On the formation of maars. *Bull. Volc.,* **37**, n° 2, p. 183-204, 6 fig.

(23) MAC DONALD, G.A. (1972). — *Volcanoes.* Ed. Prentice Hall, London, 510 p.

(24) MOORE, J.G. (1967). — Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. Volc.,* **30**, p. 337-363, 15 fig.

(25) MOORE, J.G., NAKAMURA, K. and ALCARAZ, A. (1966). — The 1965 eruption of Taal volcano. *Science,* **151**, p. 955-960, 7 fig.

(26) MOORE, J.G. and PECK, D.L. (1962). — Accretionary lapilli in volcanic rocks of the eastern continental United States. *J. Geol.,* **70**, p. 182-193, 1 fig., 2 pl.

(27) NAHON, D. et DEMOULIN, D. (1970). — Essai de stratigraphie relative des formations cuirassées du Sénégal occidental. *C. R. Acad. Sci.,* **270**, p. 2764-2767, 2 fig.

(28) NAKAMURA, K. and KRAMER, F. (1970). — Basaltic ash flow deposits from a maar in West-Eifel, Germany. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.,* fg 1970, H. 8, p. 491-501.

(29) RITTMAN, A. (1963). — *Les volcans et leur activité.* Masson et Cie, éditeur, Paris, 461 p.

(30) ROBERTS, W.A. and CARLSON, R.H. (1962). — Ejects studies, Project Sedan. *Univ. Calif., Lawrence Radiation Lab.,* PNE 217 F, 62 p.

(31) ROHER, R. (1965). — Base surge and cloud formation. Project pre-Schooner, *Calif. Univ. Livermore, Lawrence Radiation Lab.,* PNE, 503 F, 10 p.

(32) SIMMONS, D.B. and RIDCHARDSON, F.V. (1966). — Resistance to flow in alluvial channels. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper,* 422 J, p. 1-61, 76 fig., 6 pl.

(33) TAZIEFF, H. (1968). — Sur le mécanisme des éruptions basaltiques sous-marines à faibles profondeurs et la genèse d'hyaloclastites associées. *Geologishe Rundshau,* Band 57, Heft 3, p. 955-966, 2 fig.

(34) TESSIER, F. (1950). — Contributions à la stratigraphie et la paléontologie de la partie ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire). Première et deuxième parties : Historique et stratigraphie. Troisième partie : paléontologie. Thèse Marseille et *Bull. Dir. Mines A.O.F.,* n° 14, t. 1, p. 1-267, 63 fig., 8 pl. photo, 2 cartes h.-t., t. 2, p. 283-580, 25 pl. photo.

(35) TESSIER, F. (1954). — Notice explicative sur la feuille Dakar-Est. *Carte géol. A.O.F. au 1/200 000,* Dakar, 83 p., 9 pl., 1 carte h.-t.

(36) TESSIER, F. (1965). — Les niveaux latéritiques du Sénégal. *Ann. Fac. Sc. Marseille,* **37,** p. 221-237, 2 fig.

(37) TESSIER, F., HÉBRARD, L. et NAHON, D. (1969). — Nouveaux vestiges du niveau latéritique fini-tertiaire près de Dakar (Sénégal). *C. R. Acad. Sci.,* **269,** p. 123-126.

(38) THORARINSSON, S., EINARSSON, Th., SIGVALDASON, G. and ELISSON, G. (1964). — The submarine eruption of the Vestmann Islands 1963-1964, Preliminary report. *Bull. Volc.,* **27,** p. 435-445, 21 fig.

(39) TRENOUS, J.Y. (1966). — Volcanisme quaternaire de la presqu'île du Cap-Vert. *Bull. I.F.A.N.,* Dakar, n° 28, série A, p. 426-427.

(40) WALKER, G.P.L. and CROASDALE, R. (1970). — Characteristics of some basaltic pyroclastics. *Bull. Volc.,* **35,** fasc. 2, p. 303-317.

(41) WATERS, A.C. et FISHER, R.V. (1971). — Base surge and their deposits : Capelinhos and Taal Volcanoes. *J. of Geophys. Research,* **76,** n° 23, p. 5596-5614, 26 fig.

Département de Géologie, Faculté des Sciences, Dakar

(Manuscrit remis le 25 juillet 1974)

PLANCHE I

Le cratère est situé à gauche pour toutes les photographies

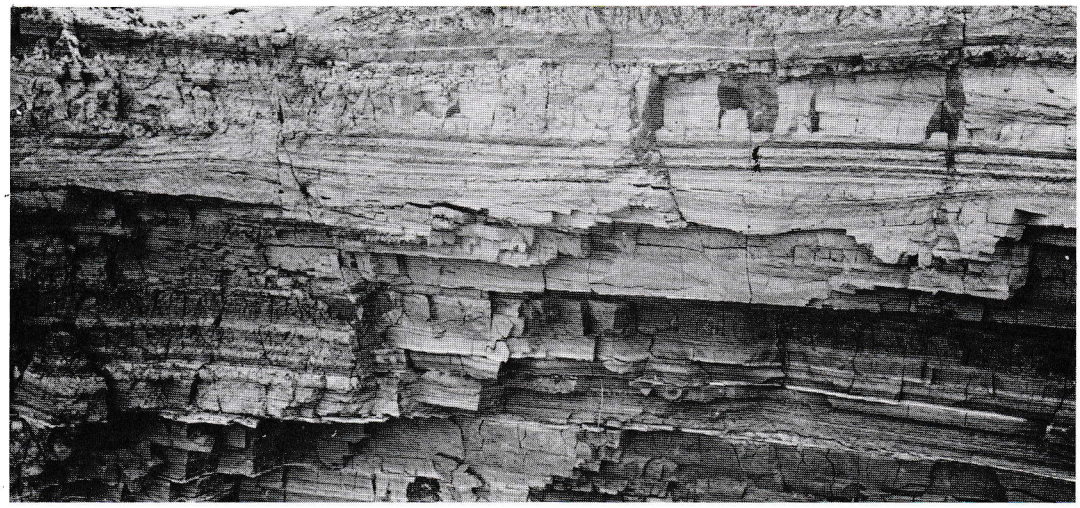
Photographie n° 1 : Antidune complexe; formation supérieure, route de la corniche, anse de Ouakam.

Photographie n° 2 : Antidunes simples; formation supérieure, route de la corniche, anse de Ouakam.

Photographie n° 3 : Train d'antidunes; formation supérieure, point 5; longueur d'onde 2,4 m).

1

2



3

PLANCHE II

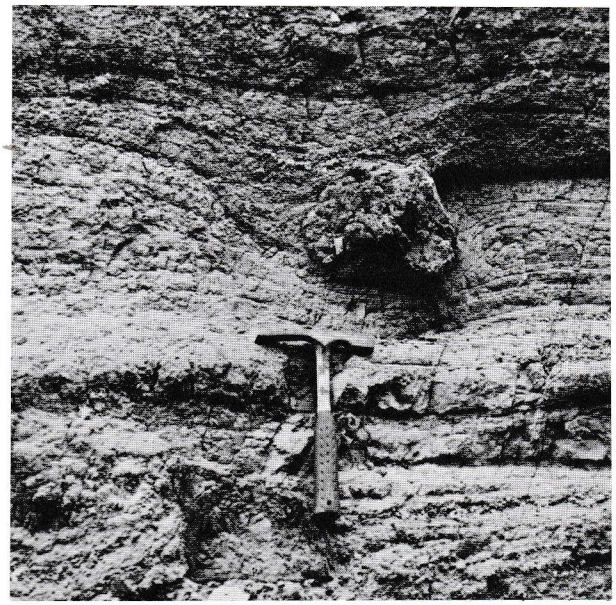
Le cratère est situé à gauche pour toutes les photographies

Photographie n° 4 : Blocs non déformants; formation supérieure, falaise sous le Camp Archinard.

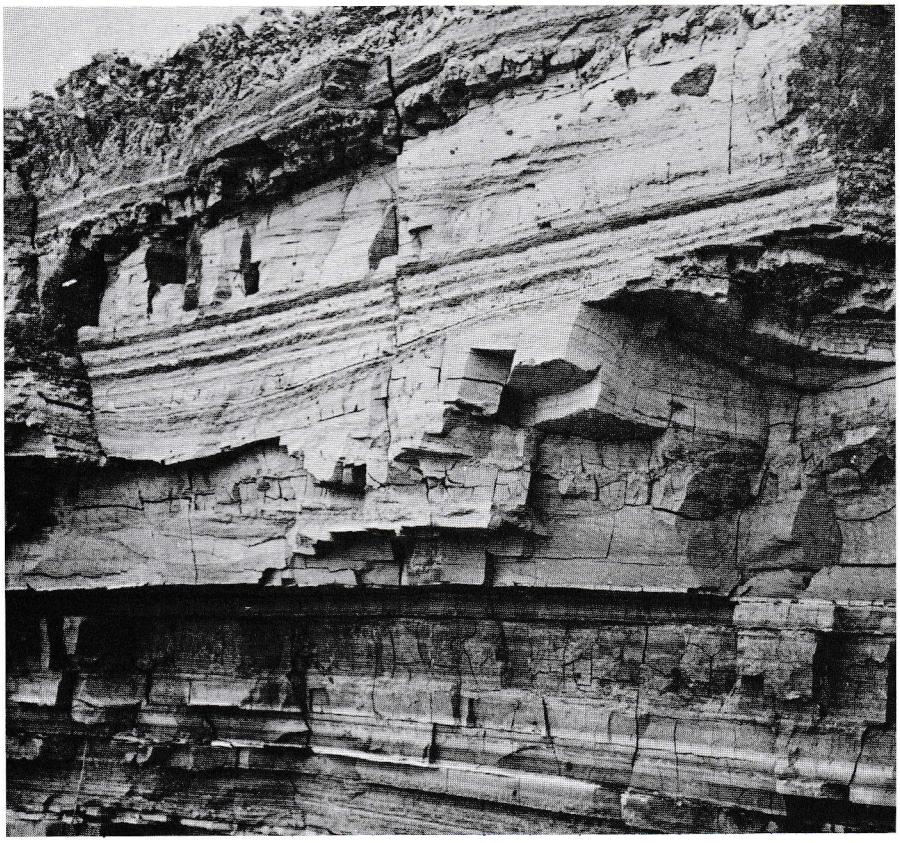
Photographie n° 5 : Bloc déformant et bloc non déformant; formation inférieure, point 12.

Photographie n° 6 : Antidunes complexes; formation supérieure, point 5; longueur d'onde 2,4 m).

4



5



6