

Le Capelinhos (Faial, Açores) vingt ans après son éruption: le modèle éruptif «surtseyen» et les anneaux de tufs hyaloclastiques

G. CAMUS

P. BOIVIN

A. DE GOËR DE HERVE

A. GOURGAUD

G. KIEFFER

J. MERGOIL

P. M. VINCENT

Département de Géologie et Minéralogie, Université de Clermont-Ferrand II, et L.A. 10 C.N.R.S., 5, rue Kessler 63000 Clermont-Ferrand.

ABSTRACT

Phreatomagmatic structures are of two kinds: maars and tuff-rings. Data given by records of Capelinhos activity (Faial, Açores, 1957-1958), by structures at west point of Faial island, and by palagonitic breccias of Velay and Cantal areas (France) lead to relate hyaloclastic tuff-rings and shallow subaquatic («surtseyen») eruptions. It is possible to precise causes, characteristics, and mechanism of formation of tuff-rings.

RESUME

Les structures phréatomagmatiques sont de deux types, maars et anneaux de tufs. Les données fournies par les descriptions de l'éruption du Capelinhos (Faial, Açores, 1957-1958), par les structures de la pointe ouest de l'île de Faial, et par les brèches palagonitiques du Velay et du Cantal (France), conduisent à relier anneaux de tufs hyaloclastiques et éruptions sub-aquatiques à faible profondeur («surtseyennes»). Il est possible de préciser les causes, les caractéristiques, et le mécanisme de formation des anneaux de tufs.

INTRODUCTION

Les éruption phréatomagmatiques engendrent des maars ou des anneaux de tufs⁽¹⁾. LORENZ (1973) a défini les analo-

gies et les différences entre les deux types. Les différences essentielles sont les suivantes:

— l'anneau de tufs est proportionnellement plus élevé que le croissant pyroclastique d'un maar,

— il présente fréquemment des strates à pendage centroclinal,

— son cratère est proportionnellement plus petit,

— ses matériaux constitutifs contiennent moins de 10% d'éléments du substratum et la fraction juvénile est plus souvent vésiculée,

— le diatrème sous-jacent est d'une taille réduite en relation avec celle du cratère, les indices de subsidence sont plus discrets.

De ces faits, l'auteur déduit pour les anneaux de tufs un contact eau-magma plus superficiel que pour les maars. LORENZ (1973) s'est surtout attaché à préciser l'origine des maars (voir bibliographie récente sur le phréatomagmatisme dans cet article). Aux Açores et dans le Massif Central français, les anneaux de tufs apparaissent génétiquement différents des maars, et le mécanisme de leur formation peut être abordé.

⁽¹⁾ Trad. de l'Angl. «tuff-ring». Le terme de «tuf» ne préjuge pas dans ce cas d'une éventuelle consolidation de la formation.

GENERALITES SUR LES ANNEAUX DE TUFFS DES AÇORES

Dans l'archipel des Açores, en particulier dans les îles de Faïal, Pico, Terceira Sao Jorge et Sao Miguel, existe un éventail complet des manifestations phréatomagmatiques classiques. On sait que leur variabilité est régie par divers facteurs, essentiellement la quantité d'eau disponible, le niveau de la rencontre eau-magma, la nature du magma, la nature et la morphologie du substratum. A l'extrémité ouest de l'île de Faïal sont réunies des conditions d'observation exceptionnelles pour la compréhension du phénomène dans son état le plus élémentaire: rencontre à faible profondeur d'un magma basique ascendant et d'une eau disponible en quantité illimitée.

A Capelinhos, on dispose d'une description précise et détaillée de l'éruption (de CASTELLO BRANCO *et al.*, 1959; SBYSZEWSKI et DA VEIGA FERREIRA, 1959, TAZIEFF, 1959). Vingt ans après, l'érosion marine a suffisamment entamé l'édifice (Fig. 1) pour fournir des coupes qui permettent d'observer tout les faciès jusqu'au coeur de l'appareil et de les relier aux phases d'activité décrites.

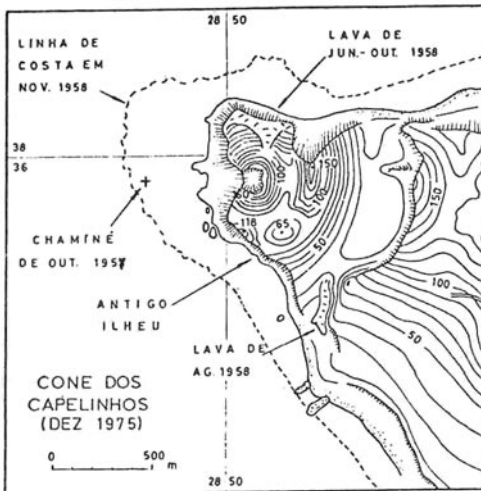


FIG. 1 - Carte du volcano Capelinhos en Décembre 1975 (d'après MACHADO et FRÈRE, 1976).

La falaise de la côte ouest antérieure à l'activité de 1957-1958 (Costa da Nau) montre, du Nord au Sud, la superposition de deux édifices comparables au Capelinhos, le premier en coupe presque diamétrale, le second en coupe tangentielle. Cette côte orientée approximativement N 20° présentait de nombreuses irrégularités sous la forme de petites presqu'îles, caps ou écueils; dominant des fonds de 20 à 70 m, elle était bordé au large (400 à 500 m) par deux îlots dits «de Capelinhos» (Fig. 2).

LA CAPELINHOS, DYNAMISME ERUPTIF

D'après les récits de l'époque, l'éruption peut se résumer de la façon suivante:

— Phase I, du 27 septembre au 5 novembre 1957: quatre bouches sous-marines se réunissent en une seule pour édifier une île de 99 m de haut et 800 m de diamètre, à cratère ouvert sur la mer (île I ou Ilha Nova). Si l'on excepte quelques péripéties (lave incandescente des 19 et 20 octobre), on peut résumer l'activité de la façon suivante: des émissions verticales saccadées d'une durée approximative de 30 mn se produisent toutes les deux heures environ; il s'agit de gerbes noires cypressoïdes entourées de volutes blanches de vapeur d'eau. A ces émissions sont associées des pluies de cendres et des projections obliques de blocs atteignant le phare de la Costa da Nau. Des collerettes de vapeur issues de la base du flux ascendant se propagent à la surface de la mer.

L'émission des produits sous la forme d'une colonne verticale est normale pour toute explosion sub-aquatique, elle ne doit pas faire préjuger de la forme du conduit. En outre, ce type d'activité démontre que la rythmicité du phénomène phréatomagmatique n'est à relier ni à la rythmicité d'arrivée de l'eau ni à celle du dégazage du magma. L'hypothèse «geysérienne» (LORENZ, 1973; CAMUS, 1975) se trouve confortée.

A partir du 24 octobre, les effondrements prenant le pas sur l'édification détruisent progressivement l'île qui disparaît le 1er novembre. Un îlot éphé-

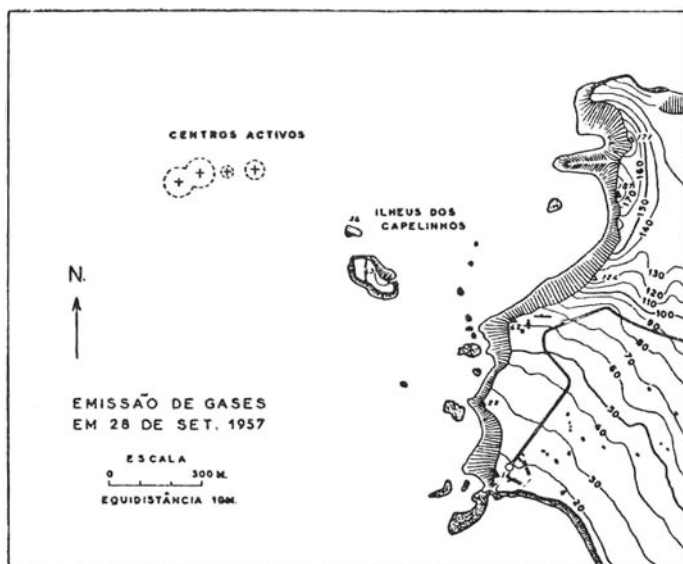


FIG. 2 - Carte de la côte ouest de l'île de Faial au début de l'éruption (d'après MACHADO et FORJAZ, 1978).

mère réapparaît ensuite, puis disparaît le 5 novembre.

— Phase II, du 6 novembre 1957 au 25 octobre 1958: en trois temps s'édifie une seconde île centrée 500 mètres à l'Est de la première (île 2), qui se réunit rapidement à la terre.

Du 6 novembre au 17 décembre 1957 se manifeste une activité en tous points comparable à la précédente. Le cratère reste en communication avec la mer. En décembre, on commence à observer des glissements sur les flancs internes et externes.

Du 18 décembre 1957 au 12 mai 1958, l'activité à gerbes cypressoides continue, entrecoupée d'épisodes à laves incandescentes fluides: rares coulées, fontaines de laves. Ce type d'activité mixte n'est pas exceptionnel (CAMUS et VINCENT, 1973; BOIVIN et GOURGAUD, 1978). Les glissements intracratériques se poursuivent. L'édifice circulaire (anneau de tufs) atteint alors 1 km de diamètre; il est accolé à la côte.

A partir du 13 mai 1958 et jusqu'au 25 octobre, après un bradyséisme de deux jours, l'activité à laves incandescentes se manifeste seule. Caractérisée par des fontaines de lave, elle édifie un cône de scories soudées dans le cratère de l'anneau de tufs; des bombes sont projetées sur cet anneau lors d'épisodes plus violents, des retombées de cendres atteignent les îles voisines. Des coulées issues de bouches éphémères débordent l'atrio et plongent dans la mer à l'Ouest, au Sud et au Nord. Celle du 23 août se fait jour au pied sud-est du volcan. Ce changement radical d'activité a coïncidé avec la fermeture du cratère. Le fait caractéristique est la disparition des gerbes cypressoides: depuis cinq mois déjà les laves incandescentes issues de bouches temporairement isolées de la mer se mêlaient aux produits phréatomagmatiques.

Une succession éruptive comparable a depuis été décrite et filmée à Surtsey (Sud de l'Islande) par THORARINSSON (1965).

LE CAPELINHOS, FACIES DES PRODUITS

En août 1978, vingt ans après l'éruption, le Capelinhos était amputé de plus de la moitié de sa surface initiale. Vers l'Ouest l'érosion a presque atteint le cœur de l'édifice (MACHADO et FREIRE, 1976). Une mission d'étude au sol et une reconnaissance depuis la mer des falaises inaccessibles nous ont permis nombre d'observations nouvelles. De la phase I, il ne reste aucun témoin sûr, de la phase II on peut voir les restes de l'anneau initial et les projections scoriacées avec coulées associées (Fig. 3).

L'anneau de tufs initial (6 novembre 1957 - 12 mai 1958): il s'agit d'une construction circulaire à faible pente externe de 1 km de diamètre, 150 m de hauteur, avec un cratère à deux ombilics de 450 m de largeur aux parois abruptes. Il est constitué presque exclusivement par des cendres fines et des lapilli hyaloclastiques. L'ensemble, stratifié, de composition homogène, est remarquablement pauvre en xénoclastes; les produits juvéniles de nature basanitique (TORRE DE ASUNÇAO, 1959) ont un faciès hyaloclastique: éclats vitreux centimétriques à millimétriques, cendres fines abondantes. Les strates bien classées caractérisent des retombées

aériennes; elles sont à relier à des pulsations pendant les périodes d'activité autant qu'à la rythmicité des émissions. D'épaisseur centimétrique à décimétrique, elles sont innombrables (plusieurs milliers). Il n'est pas possible de déceler au niveau du cône de figures sédimentologiques attribuables à des déferlantes basales. Les seules interruptions dans la régularité de la sédimentation sont des discordances sur le flanc sud, dues à des glissements en masse vers l'extérieur de l'appareil au cours de l'éruption et des cuvettes d'impact sous les blocs. Parmi les fragments hyaloclastiques existent de très rares bombes, typiquement «en chou-fleur». Les strates montrent une disposition périclinale à pendage faible (20° dans la région centrale de l'appareil, décroissant vers sa périphérie). Au niveau du cratère, du côté est, la stratification est brutalement tronquée par les effondrements intracratériques (Fig. 4) - glissements observés pendant l'éruption -; du côté ouest existent des strates à disposition centroclinale. Des panneaux glissés dans le cratère le long de failles annulaires normales apparaissent à la base de l'appareil, au niveau de la mer, sous les produits scoriacés terminaux. Observation inédite, ces panneaux sont indurés par

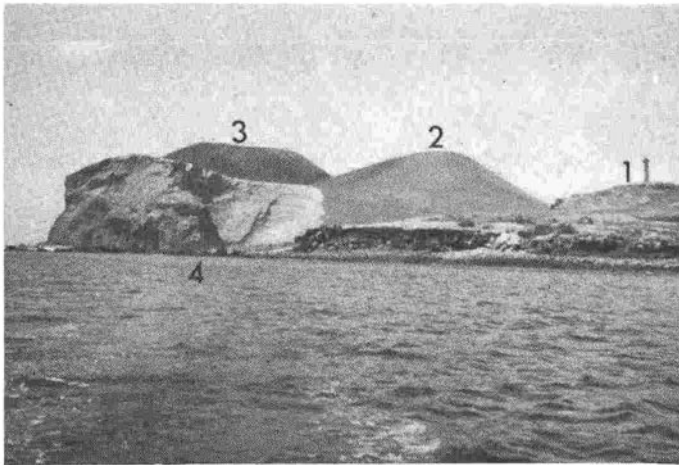


FIG. 3 - Ile de Faial, extrémité ouest: la côte sud.
(1: Costa da Nau; 2: Capelinhos, anneau de tufs; 3: Capelinhos, cône de scories soudées; 4: ancien îlot de Capelinhos).

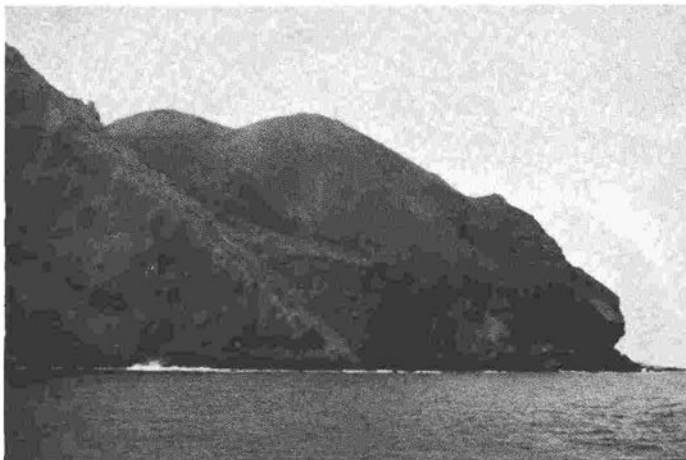


FIG. 4 - Capelinhos, côte nord: cratère de l'anneau de tufs, noter le cône de scories et les coulées de l'atrio.

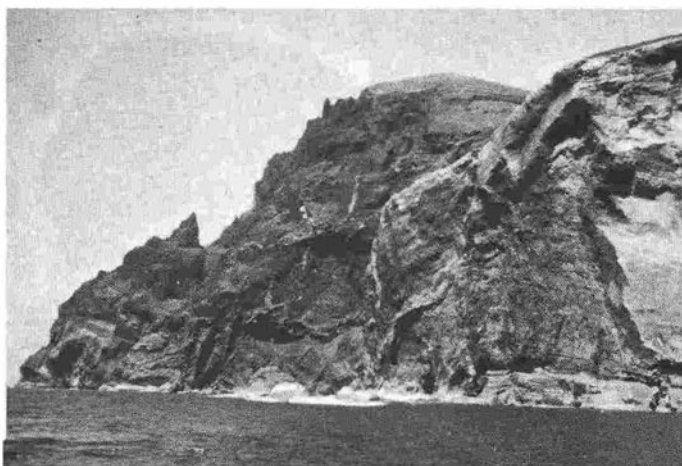


FIG. 5 - Capelinhos, cap nord-ouest: formations scoriacées surmontant les tufs palagonitisés, noter le réseau filonien.

palagonitisation à leur base alors que leur partie haute ne l'est pas. Cette formation indurée, par ses caractères pétrographiques et sédimentologiques est analogue à bien d'autres (Orégon, Eifel, Islande, Hawaï) et aux «brèches palagonitiques»⁽²⁾

⁽²⁾ Eu égard à la classification internationale en cours d'élaboration, ce terme est impropre. En référence à la granulométrie, il s'agit généralement de tufs de lapilli.

du Velay et du Cantal (France). L'ensemble palagonitisé se suit régulièrement à la base de la falaise (Fig. 5) sur une hauteur de quelques mètres au-dessus du niveau de la mer.

Il apparaît haché de failles annulaires normales et lardé de filons d'alimentation de la phase suivante. Il constitue une couronne indurée et imperméable, à pendage centroclinal, au centre de l'an-

neau hyaloclastique: l'ensemble peut être interprété comme la partie haute d'un diatrème de faibles dimensions. Tous les arguments de terrain en accord avec les conclusions de FURNES (1974) concourent à suggérer une palagonitisation partielle des produits hyaloclastiques pendant l'éruption⁽³⁾. Ce fait majeur était inconnu (HAY et IJIMA, 1968). Ensuite, il y a probablement poursuite très lente du phénomène (palagonitisation secondaire).

Les formations de saupoudrage liées à l'anneau de tufs initial recouvrent actuellement de façon continue toute la partie ouest de l'île jusqu'à 1,5 km du volcan; leur épaisseur varie de quelques mètres à quelques décimètres en fonction de la distance de l'événement, de la topographie et du déblaiement par l'érosion. Il s'agit uniquement de lits millimétriques de matériaux très fins; leur relative consolidation témoigne de leur mise en place sous une forme gorgée d'eau: eau de mer en partie condensée dans les gerbes

cypressoïdes, mais aussi eau atmosphérique - les précipitations ont été très abondantes pendant l'éruption -. Les indices de déferlantes basales sont incontestables: Placages boueux contre la falaise, le phare, accumulation de produits derrière les murettes; ces nuées signalées par MOORE (1967), WATERS et FISCHER (1971) ont été mentionnées dans les récits de l'éruption comme des «fumées denses roulant à la surface de l'océan». Leurs effets montrent que leur énergie était nettement moindre que celle des nuées du Taal (MOORE *et al.*, 1966). Les clichés de l'éruption, les commentaires des observateurs, et les données de terrain laissent à penser qu'il s'agissait de collerettes de vapeur d'eau à faible énergie et à faible charge, qui se bloquaient dans la plupart des cas contre la Costa da Nau, mais qui contournaient parfois l'île par le Sud, ou par le Nord - atteignant ainsi Norte Pequeno -. Il est clair que les «pluies de boue» poussées par les vents d'Ouest ont

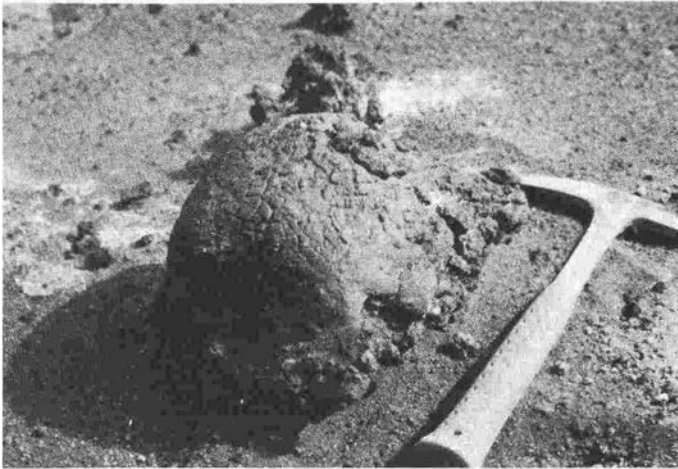


FIG. 6 - Bombe en tortue: face supérieure.

⁽³⁾ L'examen microscopique montre que la palagonite auréole les fragments de verre frais les plus gros, et se substitue totalement aux plus petits. Elle est frangée d'un liseré de philipsite. Le bilan chimique de la transformation est marqué essentiellement par un apport de K_2O à partir de l'eau de mer (Y. NOACK, comm. pers.).

joué un rôle important dans l'accumulation des produits, à la différence des éruptions de maars classiques où les dépôts de déferlantes basales sont essentiels.

L'appareil à laves fluides incandescentes (13 mai - 25 octobre 1958). L'activité de ce type apparue avec la fermeture

du cratère a consisté en une alternance de phases de repos total et de phases éruptives exubérantes à fontaines de lave gigantesques. Si l'on excepte quelques détails, le résultat est un cône régulier de scories plus ou moins soudées haut de 130 m niché dans le cratère de l'anneau de tufs. La soudure partielle des produits et des indices de fluage en masse attestent la grande fluidité de la lave; il s'agit de scories rouges et de bombes en bouse de vache qui constituent un ensemble très différent des cônes stromboliens voisins. La régularité morphologique masque en fait une structure interne complexe; des fractures innombrables, injectées ou non de filons, des glissements en masse visibles surtout à l'Ouest (Fig. 5) reflètent l'activité complexe rapportée par les observateurs. Les blocs retombés sur les pentes externes de l'anneau de tufs s'y sont fichés profondément: les bombes, projectiles initialement fusiformes, voire subsphériques, mais encore plastiques au moment de l'impact ont acquis une face inférieure convexe alors que la face supérieure s'est aplatie avec des «ailes» retournées vers le haut (Fig. 6 et 7). Lorsqu'une bombe retombe sur un sol dur, le phénomène inverse se produit: la face supérieure s'arrondit alors que la face

inférieure s'aplatit et que les «ailes» se rabattent vers le bas. Nous proposons de les qualifier de «bombes en tortue». Les cuvettes d'impact sous-jacentes sont dissymétriques, et conformes à la trajectoire balistique des bombes, depuis le cratère.

Le saupoudrage lié à cette phase a été considérable, jusqu'aux îles voisines de Sao Jorge et Pico. Il n'en subsiste quelques témoins que dans les parages du volcan sous la forme d'un niveau de lapilli noirs squelettiques. Des petits lacs de lave temporaires apparus dans le cratère, il ne reste pas de traces; par contre les coulées jouent actuelles un rôle majeur dans l'osature de l'édifice côté nord (Fig. 4): dans l'atrio entre l'anneau de tufs et le cône de scories des coulées minces, à gratons, se sont empilées sur une trentaine de mètres. Vers l'Ouest, les coulées ont débordé l'anneau dont la crête était abaissée en permanence pendant l'éruption, sous l'effet de l'érosion marine. Seule la coulée du 23 août 1958 s'est épanchée à partir de l'extérieur du volcan: cheminée adventive ou fissuration radiale de l'anneau initial? L'étude des structures comparables sur la falaise ouest permet de pencher en faveur de la seconde hypothèse.



FIG. 7 - Bombe en tortue: face inférieure.

L'ANCIENNE COTE OUEST
(COSTA DA NAU, Fig. 8)

L'appareil inférieur, qui apparaît à la partie nord-ouest de cette côte est exactement comparable au Capelinhos actuel. On l'observe en coupe diamétrale vers l'Ouest et tangentielle vers le Nord. Les matériaux de l'anneau de tufs (90 m de haut) montrent des caractères identiques: il s'agit de hyaloclastites finement et régulièrement stratifiées. Il existe toutefois quelques lits plus grossiers. Mais les hyaloclastites, intégralement palagonitisées, sont totalement indurées. Vers le centre de l'ancien cratère un panneau subsident d'une vingtaine de mètres de haut est visible, recouvert par la formation effusive terminale; son orientation originelle est conservée; il n'y a pas eu de basculement. Le plan selon lequel s'est fait le glissement est visible dans la paroi cratérique, moulé par des strates postérieures à pendage centroclinal. Vers l'extérieur de l'appareil, la stratification est disloquée par un système de failles normales à faible rejet, témoignant d'une tendance à l'éroulement en mer de la partie périphérique de la structure pendant l'éruption. Enfin l'anneau de tufs est aussi affecté par un système de fissures radiales ouvertes

dont certaines sont cicatrisées par des filons. Dans le cratère de l'anneau de tufs la formation terminale se présente à la base sous un faciès de lave compacte moulant la structure hyaloclastique, puis plus haut sous un faciès de scories soudées; un puissant niveau de bombes noires en bouse de vache vient même mouler la crête et le flanc externe de l'anneau. Les filons indiqués plus haut sont probablement à rattacher à cet épisode, ils se sont mis en place sans tension comme en attestent l'absence de diaclastation et leur âme bulleuse. Lors de l'éruption, ils ont dû alimenter des coulées comparables à celle du 23 août 1958 au Capelinhos. Cet appareil a servi de butoir à des coulées plus récentes, venues de l'Est, et leur a permis de s'empiler sur plus de 60 m. La palagonitisation en cours d'éruption a probablement été plus poussée qu'au Capelinhos, le front de la transformation ayant migré plus haut. En effet le panneau effondré dans le cratère était nécessairement induré avant son mouvement car il n'est pas disloqué et l'on ne peut pas évoquer une variation relative du niveau marin depuis la mise en place, car le dépôt a des caractères sub-aériens. Ceci est en accord avec l'excellente conservation de la morphologie

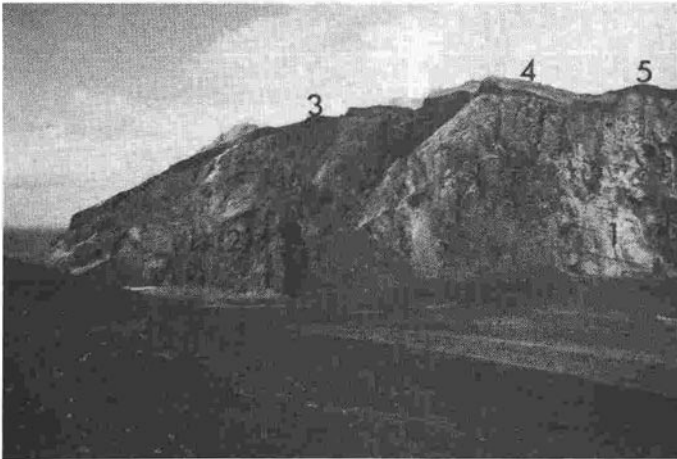


FIG. 8 - Costa da Nau, partie centrale.

(1: anneau de tufs du 1er appareil; 2: panneau de tufs glissé dans le cratère; 3: basalte scoriacé de la 1ère phase; 4: anneau de tufs du 2ème appareil; 5: basalte scoriacé de la 2ème phase).

générale de l'anneau de tufs, qui s'il avait été aussi meuble que le Capelinhos actuel n'aurait pas mieux résisté à la déflation éolienne.

L'appareil supérieur est représenté dans la falaise de l'ancienne côte par une nouvelle séquence tufs hyaloclastiques-scories soudées et bombes en bouse de vache qui recouvre la précédente. Epaisse au Nord de quelques mètres, elle augmente rapidement vers le Sud pour atteindre une quarantaine de mètres et constituer à elle seule la falaise qui supporte le phare. Les tufs lités sont beiges, faiblement indurés, finement stratifiés, comparables à ceux de Capelinhos. Seules différences notables, les bombes en chou-fleur sont abondantes et l'extension latérale de la formation est plus importante: dans les environs de Norte Pequeno, son épaisseur - 2 à 3 mètres - est encore triple au moins de celle des dépôts de 1957-1958. Un filon vertical, équivalent de ceux de la structure inférieure, recoupe ces tufs au Sud du phare. Par ailleurs, les figures d'impact - cuvettes dissymétriques, liées aux bombes - sont auréolées d'une fissuration en étoile (Fig. 9); ce type de figure ne peut se concevoir que dans un matériau boueux en cours de dessiccation. Ces deux caractères permettent de penser qu'un début de consolidation des tufs par deshydrata-

tion intervient rapidement. Cette consolidation est toutefois très élémentaire, différente de celle obtenue par zéolitisation ou palagonitisation. L'orientation des figures d'impacts sous les bombes permet en outre de déterminer approximativement l'origine du dépôt: celui-ci serait centré au voisinage des anciens îlots de Capelinhos, qui pourraient représenter les témoins de la partie principale du volcan. L'érosion, marine et éolienne a presque achevé le déblaiement de l'îlot principal (Fig. 3) qui avait été avec son voisin, entièrement enseveli en 1957-1958, et au niveau duquel apparaît une nouvelle fois, la séquence tufs hyaloclastiques-scories soudées et bombes en bouse de vache. Le niveau terminal à bombes très aplaties et soudées entre elles, assurait avant 1957 la stabilité de la falaise; c'est sur lui qu'est bâti le phare.

EVOLUTION DE LA POINTE OUEST DE L'ILE DE FAIAL ET AGRANDISSEMENT DES TERRES

L'activité récente, historique ou proto-historique de l'île de Faial semble concentrée à l'Ouest du «massif de la caldéra». Elle est caractérisée par des éruptions de type Capelinhos si l'événement est au large et de type strombolien si l'événement

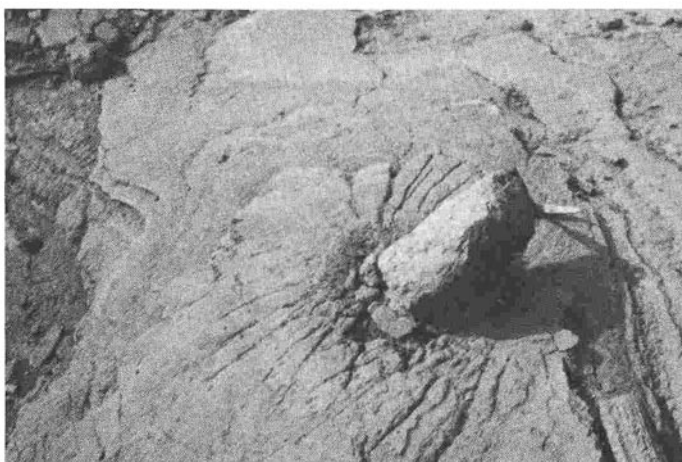


FIG. 9 - Figure d'impact dans les tufs lités en arrière de la Costa da Nau.

est sur terre. La progradation de l'île vers l'Ouest se marque par deux lignes de falaises successives; entre la première et la Costa da Nau l'émergence est achevée, à l'Ouest de la Costa da Nau elle est en cours. Nous avons signalé (CAMUS *et al.*, 1979) la banalité des anneaux de tufs hyaloclastiques sur les côtes des Açores. Ils se présentent sous la forme de cônes à double pendage (Monte Brasil, Monte da Guia) ou de cratères dont les parois externes ont disparu (Morro da Vigia, Ilheus da Cabras, Ilheus da Vila) ou de chicots (îlots du Canal do Pico). Ces différents états de conservation témoignent sans doute en partie de la palagonitisation plus ou moins poussée des édifices lors de l'éruption. Au Monte da Guia où des pendages centroclinaux sont parfaitement conservés, on peut noter comme au Monte Brasil, des figures incontestables de déferlantes basales. Des indices de fluage (slumps) de certaines strates sur les flancs externes dénotent en outre le caractère boueux des tufs lors de l'éruption. Il est certain que ces structures jouent un rôle essentiel dans l'agrandissement des îles selon un mécanisme qui se répète: à l'intérieur de l'anneau de hyaloclastites se constitue un manchon de tufs palagonitiques qui isole et imperméabilise la cheminée au fur et à mesure de la croissance de l'appareil; après la fermeture du cratère toute communication avec la mer est impossible et l'activité devient sub-aérienne si elle se poursuit. Les scories soudées, les dykes et les coulées associées ainsi que l'ensemble palagonitisé constituent alors une forme résistante qui pourra ultérieurement servir de substratum à des manifestations directement sub-aériennes dont les produits masqueront toute trace du volcanisme initial. Du point de vue paléogéographique, les anneaux de tufs hyaloclastiques du type décrit sont intéressants, car ils attestent - abstraction faite d'éventuels mouvements postérieurs - la présence de l'eau libre (mer, lac) au moment de l'éruption⁽⁴⁾.

⁽⁴⁾ Les brèches basanitiques du Velay et du Cantal (Massif Central français) sont constituées de granules vitreux noirâtres dans un ciment ocre, renfermant en quantité très subor-

CONCLUSIONS

Il apparaît, à l'étude de l'archipel açoréen - Faial, Terceira, Sao Miguel, Pico, etc. - que le volcanisme sous-marin à faible profondeur joue un rôle essentiel dans l'accroissement des terres. On peut caractériser là un «volcanisme d'émergence» qui se situe entre l'activité sub-aquatique franche à pillow-lavas et l'activité sub-aérienne. La palagonitisation synéruptive du conduit, qui assure son imperméabilisation et sa résistance, est probablement un fait majeur, jusque là insoupçonné.

L'habitude s'est créée, depuis quelques années (*cf.* la 3ème édition du «*Glossary of Geology*» publié par l'American Geological Institute, 1974) de ne plus distinguer parmi les «hydroexplosions» (STEARN et MACDONALD, 1946) que deux catégories, phréatique et phréatomagmatique. Conduits à reconnaître une spécificité fondamentale à l'édification des anneaux de tufs hyaloclastiques par des éruptions sous faible tranche d'eau, nous suggérons de revenir à la classification de Stearn et Macdonald qui distingue, outre les éruptions littorales:

- les éruptions phréatiques
- les éruptions phréatomagmatiques
- les éruptions sous-marines.

Ce dernier type peut sans inconvénient, sous le terme de plus en plus usité de «surtseyen», être élargi à toutes les éruptions sous tranche d'eau de faible épaisseur. Il doit être séparé nettement du type phréatomagmatique *sensu stricto* sub-aérien, puisque leurs causes comme les édifices engendrés diffèrent. On peut souhaiter que le Catalogue des Volcans Actifs du Monde et le Bulletin des Éruptions Volcaniques adoptent des conven-

donnée des xénocristaux et des xénoclastes du substratum. Ces granules sont palagonitisés superficiellement, le ciment est aussi palagonitique (LACAN, 1953). Elles constituent des appareils comparables à ceux des Açores souvent à des niveaux d'érosion plus avancés. Leur origine est à relier à la présence de lacs («lac à Mastodontes» en Velay et «lac des sables et argiles de Fontilles» dans le Cantal) au moment des éruptions.

tions plus variées pour discerner les divers types d'hydro-explosions.

Les appareils résultant d'hydro-explosions autres que phréatiques présentent si le magma est basique des caractères que l'on peut résumer ainsi: il s'agit d'anneaux (ou de croissants) de projections litées au sein desquels les pendages centrifuges faibles sont dominants et les pendages centroclinaux accessoires, et où les éléments laviques juvéniles sont soit des lapilli vitreux soit des bombes trempées (en chou-fleur). Une activité sub-aérienne à laves incandescentes peut être synchrone ou terminale; elles est alors le fait d'une lave très fluide: grandes fontaines édifiant des cônes de scories plus ou moins soudées, et dispersant des lapilli sur des aires anormalement vastes, lacs de lave temporaires, coulées minces et nombreuses. Cette fluidité peut s'expliquer par les conditions d'éruption: ascension rapide d'un magma qui se refroidit peu, ou par l'incorporation d'eau à la lave; le problème reste entier.

Mais les anneaux de tufs hyaloclastiques présentent au sein de cet ensemble des caractères très particuliers: comparés statistiquement aux croissants et anneaux de projections de maars, ils apparaissent plus élevés, les pendages périclinaux sont plus fort près du cratère, le diamètre du cratère est proportionnellement plus réduit. Le substrat anté-éruptif (basaltique aux Açores, sédimentaire ou granitique dans le Massif Central français) n'existe qu'en très faibles proportions dans les éjecta. Tous ces caractères découlent d'un fait essentiel: la subsidence dans le diatrème est faible d'où:

- la faible participation du substratum,
- le diamètre réduit du cratère,
- la hauteur relative de l'anneau de tufs,
- la conservation possible de dépôts à disposition centroclinale.

Dans les éruptions phréatomagmatiques continentales la rencontre eau-magma doit avoir lieu à une profondeur de l'ordre d'une ou quelques centaines de mètres, et augmenter pendant l'activité du fait de la subsidence dans le diatrème. La vaporisation sous haute pression et haute température engendre alors des

mélanges fluidifiés caractérisés par de bonnes qualités dynamiques. Par contre, lors d'une éruption surtseyenne, sous-marine ou sous-lacustre, le mécanisme généralement invoqué pour le fonctionnement phréatique - mélanges fluidifiés ascendants et subsidence annulaire périphérique - ne paraît pas jouer un rôle essentiel. Ceci est à relier:

- à l'introduction massive d'eau dans le conduit éruptif; la quantité de chaleur insuffisante (rapport eau/magma élevé) engendre un mélange dont les caractéristiques dynamiques sont médiocres, comparées à un mélange gaz-solide.

- une profondeur de rencontre eau-magma ne dépassant pas quelques dizaines de mètres; la pression de vapeur correspond à une tranche d'eau de faible épaisseur. L'eau qui se vaporise à plus basse pression, donc à plus basse température, a une énergie potentielle moindre.

Dans ces conditions, il ne peut s'instaurer un régime propice à la création d'un véritable diatrème profond sous un appareil surtseyen. Ceci est confirmé par l'étude des anneaux de tufs hyaloclastiques du Velay.

Outre les caractéristiques pétrographiques et morphologiques de l'anneau de tufs, la quasi-absence de substructure verticale en « canon de fusil » jointe au mauvais rendement des mélanges fluidifiés (l'eau se condensant rapidement) explique la faible importance des déferlantes basales. L'impossibilité de chenalisation, du fait de l'absence de topographie différenciée, explique aussi en partie la mauvaise expression de ce type de nuée.

REMERCIEMENTS

Nous remercions MM. Machado, Martins et Forjaz pour l'aide qu'ils nous ont apportée pendant notre mission aux Açores.

MM. V. Lorenz (Mainz) et H. U. Schmincke (Bochum) nous ont fait part de leurs remarques. Ce travail a été effectué dans le cadre du Programme Interdisciplinaire de Recherche pour la Prévision et la Surveillance des Eruptions Volcaniques.

REFERENCES

- BOIVIN P., GOURGAUD A., 1978, *Synchronisme des dynamismes de type «maar» et «strombolien» près de La Sauvetat (Sud-Devès - Massif central français)*. C.R. Som. Soc. Géol. Fr., I, p. 24-27.
- CAMUS G., VINCENT P.M., 1973), *Le Chuquet Genestoux et les projections palagonitiques du maar d'Enval*. Rev. Sci. Nat. Auvergne, 39, p. 1-12.
- , 1975, *La chaîne des Puys (Massif Central français). Etude structurale et volcanologique*. Thèse, Clermont-Ferrand, Imp. Ann. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n. 56.
- , BOIVIN P., GOËR DE HERVE A., GOURGAUD A., MERGOIL J., VINCENT P.M., 1979, *Apport de l'étude des anneaux de tufs hyaloclastiques des Açores à la connaissance du phréatomagmatisme*. 7ème R.A.S.T., Lyon.
- CASTELLO BRANCO A. de, ZBYZEWSKI G., MOITINHO DE ALMEIDA F., VEIGA FERREIRA O. da, 1959, *Rapport de la première mission géologique sur la volcanisme de l'île de Faial*. Serv. Geol. Portugal, Mem. n. 4, Nlle Série, p. 9-27, phot.
- FURNES H., 1974, *Volume Relations between Palagonite and Authigenic Minerals in Hyaloclastites and Its Bearing on the Rate of Palagonitisation*. Bull. Volcanol., 38 (1), p. 173-186.
- HAY R. I., IJMA A., 1968, *Nature and Origin of Palagonite Tuffs of the Honolulu Group on Oahu, Hawaii*. Geol. Soc. Amer. Mem., 116, p. 331-376.
- LACAN A., 1953, *Caractères pétrographiques des brèches du Puy-en-Velay*. Rev. Sci. Nat. Auvergne, XIX, 3-4, p. 49.
- LORENZ V., 1973, *On the Formation of Maars*. Bull. Volcanol., 37 (2), p. 183-204.
- MACHADO F., FREIRE T., 1976), *Erosao marina no cone vulcanico do Capelinhos*. Atlantida, 20, p. 206-209.
- , FORJAZ V.H., 1978, *Actividade vulcanica da Ilha do Faial*. Com. Gen. Turismo da Horta. Imp. Porto., 79 p., pl. phot.
- MOORE J G., 1967, *Base Surge in Recent Volcanic Eruptions*. Bull. Volcanol., 30, p. 337-363.
- , NAKAMURA K., ALCARAZ A., 1966, *The 1965 Eruption of Taal Volcano*. Science, 151, p. 955-960.
- STEARNS H. T., MACDONALD G. A., 1946, *Geology and Ground-water Resources of Island of Hawaii*. Hawaii, Div. Hydrog., Bull., 7, 344 p.
- TAZIEFF H., 1959, *L'éruption de 1957-1958 et la tectonique de Faial*. Serv. Géol. Portugal, Mem. n. 4, Nlle Série, p. 71-88, phot.
- THORARINSSON S., 1965, *Some Facts about the Surtsey Eruption*. Naturufraedningurinn., 35, p. 153-181.
- TORRE DE ASSUNCAO C. F., 1959, *Contribucao para a petrografia dos productos emitidos pelo vulcano dos Capelinhos (Faial)*. Serv. Géol. Portugal., Mem. n. 4, Nlle Série, p. 57-64, phot.
- WATERS R. V., FISCHER A. C., 1971, *Base Surge and Their Deposits: Capelinhos and Taal Volcanoes*. Journ. of Geophys. Res., 76, pp. 5596-5614.
- ZBYZEWSKI G., VEIGA FERREIRA O. da, 1959, *Rapport de la deuxième mission géologique sur le volcanisme de l'île de Faial*. Serv. géol. Portugal, Mem. n. 4, Nlle Série, p. 30-55, phot.

Ms. received Jan. 1980; sent to review Feb. 1980. Revised ms. received Nov. 1980.