

Influence de la Nature des Magmas sur l'Activité Phréatomagmatique: Approche Volcanologique et Thermodynamique

P. BOIVIN
J. L. BOURDIER
G. CAMUS
A. de GOER de HERVE
A. GOURGAUD
G. KIEFFER
J. MERGOIL
P. M. VINCENT

Département de Géologie et Minéralogie de l'Université de Clermont-Ferrand II, I.O.P.G. et L.A.10 C.N.R.S., 5, Rue Kessler 6300 Clermont-Ferrand - France.

R. AUBY

Département de Physique, Université de Clermont-Ferrand II, Les Cezeaux, B.P. 45, 63270 Aubiere-France.

ABSTRACT

Many volcanic forms resulting from phreatomagmatic eruptions of differentiated magmas have been studied in the Massif Central (France), in the Phlegrean Fields (Italy), and on Saõ Miguel island (Azores). They show a continuous series between explosion crater - maar type - and the hyaloclastic tuff-cone. An essential feature of this morphological series is the preponderance of tuff-rings resulting from subaerial eruptions. Subaerial tuff-rings of basic compositions are less common than maars. A thermodynamic approach shows that the quantity of heat supplied by the different kinds of magmas and the water / magma ratio are the essential parameters controlling the activity, and the resulting morphology of these volcanoes.

RESUME

De nombreux volcans résultant d'éruptions phréatomagmatiques engendrées par des magmas différenciés ont été étudiés dans le Massif Central (France), dans les Champs Phlégréens (Italie), et l'île de Sao miguel (Açores). Ils constituent une gamme de formes qui va du cratère d'explosion de type maar au cône de tufs hyaloclastiques. Un des traits essentiels de cette série morphologique est la prépondérance d'anneaux de tufs résultant d'éruptions subaériennes. Les anneaux de tufs

subaériens liés aux magmas basiques sont beaucoup plus rare que les maars. Une approche thermodynamique montre que la quantité de chaleur fournie par les différents types de magmas et le rapport eau / magma sont les paramètres principaux contrôlant l'activité, donc la morphologie des appareils phréatomagmatiques.

INTRODUCTION

Les eaux superficielles sont capables de modifier sensiblement le déroulement d'une éruption. Ainsi une activité purement magmatique de type strombolien, en devenant phréatomagmatique, se transforme en une éruption violente; ce cas fut observé au Taal, aux Philippines, en 1965 (MOORE *et al.*, 1966). Avec les magmas basiques le contraste entre les deux types d'activité, entre les formes et les produits engendrés est très marqué; de plus, selon que l'eau est disponible en abondance ou non à proximité de l'événement, on aboutit à un maar ou à un anneau de tufs⁽¹⁾ (LORENZ, 1973; CAMUS *et al.*, 1981).

⁽¹⁾ L'emploi de ce terme (Trad. de l'angl. «tuff-ring») ne préjuge pas d'une éventuelle consolidation des produits.

Les magmas différenciés ont des manifestations naturellement explosives du fait de la pression de gaz qu'ils contiennent. Le contraste avec une activité phréatomagmatique sera donc moins net. En fait le problème de l'influence des eaux superficielles sur les magmas différenciés n'a été abordé qu'assez récemment, si bien que les critères permettant de caractériser les produits phréatomagmatiques par rapport aux produits purement magmatiques ne sont pas encore très clairement définis. SELF et SPARKS (1978) ont montré que les eaux superficielles sont susceptibles d'infléchir les éruptions « pliniennes » ponceuses vers un type « phréatoplinien ». Certaines émissions ignimbritiques peuvent aussi être influencées par les eaux superficielles; des exemples ont été observés dans le Latium en Italie (CAMUS *et al.*, 1981) et au Krakatau (Indonésie), éruption de 1883 (CAMUS et VINCENT, 1981); enfin l'activité volcanienne pourrait dans certains cas être due à des influences phréatiques sur le magma (SCHMINCKE, 1977; SELF *et al.*, 1979).

Les édifices résultant de l'activité phréatomagmatique à magmas différenciés n'ont été que rarement décrits: Laacher See, Eifel (SCHMINCKE, 1977), Sugarloaf mountain, Arizona (SHERIDAN et UPDIKE, 1975) bien qu'ils soient relativement fréquents. Nous avons étudié de

ce point de vue trois régions particulièrement favorables situées dans le Massif Central (France), dans les Champs Phlégréens (Italie) et aux Açores. Les maars, anneaux et cônes liés aux magmas différenciés sont assez comparables à ceux liés aux magmas basiques mais la fréquence relative et l'environnement hydrogéologique de ces divers types sont différents.

SITUATION DES APPAREILS ETUDIÉS

Le cratère-lac Pavin (Chaîne des Puys, Massif central français), est considéré comme le plus jeune volcan d'Auvergne (CAMUS *et al.*, 1973), avec un âge qui peut être estimé à 3450 \pm 110 ans en réinterprétant les données de BROUSSE et HORGUES (1969). L'éruption qui l'a engendré a été nécessairement subaérienne, la topographie pré-éruptive étant incompatible avec la présence d'une surface d'eau libre, mais des nappes phréatiques sont incontestables. Le volcanisme basique du secteur présente d'ailleurs des caractères phréatomagmatiques qui se traduisent par l'existence des deux maars de Montcineyre et Estivadoux (BOURDIER, 1980).

Les appareils étudiés dans les Champs Phlégréens appartiennent à la « troisième

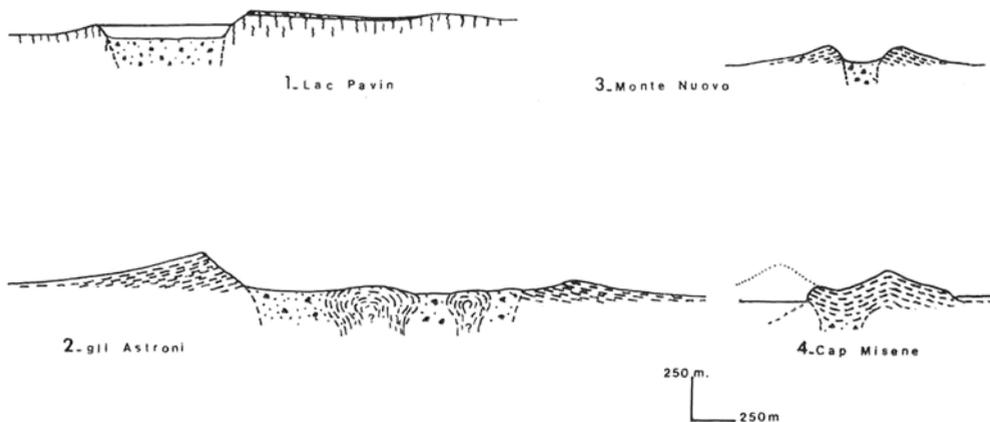


FIG. 1 - Coupes géologiques schématiques.

période phlégréenne», postérieure au tuf jaune napolitain; ils sont donc âgés de moins de 12000 ans (LIRER et MUNNO, 1975), certains étant historiques (Monte Nuovo, éruption de 1538). Tous sont liés à des magmas trachytiques à trachyphonolitiques. Parmi eux les volcans de Misène et de l'île Nisida peuvent être considérés comme résultant d'éruptions sous-marines à faible profondeur. Par contre les textes du XVI^{ème} siècle, rassemblés par PARASCANDOLA (1946), prouvent que l'éruption du Monte Nuovo a été subaérienne; il en a vraisemblablement été de même pour la plupart des autres édifices des Champs Phlégréens. La structure géologique du substratum (RITTMANN, 1951) et la proximité du rivage marin impliquent la présence de nappes phréatiques abondantes dans la zone phlégréenne.

Les appareils étudiés aux Açores présentent une grande fraîcheur morphologique; ils se situent sur l'île de Sao Miguel, à l'intérieur des caldérans de Sete Cidades et de Furnas. Le fond de ces caldérans est actuellement occupé par des lacs.

MORPHOLOGIE ET STRUCTURE

Le tableau 1 et la Figure 1 récapitulent les caractères morphologiques des principaux appareils étudiés et montre qu'ils constituent une série assez continue. Il est toutefois possible de distinguer trois types principaux et de les comparer à leurs homologues à magmas basiques:

Les maars

Ils sont l'expression la plus fréquente de l'activité phréatomagmatique subaérienne pour les laves basiques, mais ce type, auquel appartiennent le lac Pavin et le lac Averno, ne semble pas (au vu des régions étudiées) être le plus commun pour les laves différenciées. Les maars se caractérisent par une vaste cratère entaillé dans le substratum et frangé d'un croissant de tufs et brèches.

Les anneaux de tufs subaériens

Avec les laves basiques, de tels anneaux sont assez rares en milieu continental et

TABLEAU 1 — Caractères morphologiques des appareils étudiés.

Appareil	Diamètre du cratère	Épaisseur des dépôts sur le pourtour du cratère	Rapport : Diamètre du crat. / Épaisseur des dépôts	Pente externe moyenne du cône théorique construit
Lac Pavin (MCF)	1000 m	15 m	66	2°
Lago di Averno (CPI)	1200 m	25 m ?	48	4°
Gil Astroni (CPI)	1900 m	150 m	12,6	12°
Cigliano (CPI)	500 m	45 m	11,1	25°
Pico do Gaspar (Furnas, SMA)	1100 m	110 m	10	21°
Caldera de Los Alferes (Sete Cidades, SMA)	650 m	70 m	9,3	22°
Caldera Seca (Sete Cidades, SMA)	600 m	70 m	8,6	17°
Solfatara (CPI)	550 m	90 m	6,1	10°
Monte Gaudio	1400 m	230 m	6,1	27°
Lagoa de Santiago (Sete Cidades, SMA)	1100 m	250 m	4,4	25°
Monte Nuovo (CPI)	400 m	120 m	3,3	22°
Île de Nisida (CPI)	420 m	~ 110 m		20° (****)
Cap Misène (CPI)	500 m ?	160 m	3,1	20°

Localisation : MCF = Massif Central français
CPI = Champs Phlégréens - Italie
SMA = Sao Miguel, Açores

(****) Il s'agit d'une valeur approximative, l'île étant morphologiquement évoluée.

semblent souvent témoigner de conditions hydrologiques particulières lors de l'éruption: ambiance côtière (Oahu, Hawaii, U.S.A.), présence de glaciers (Islande), ou de lacs (Oregon, HEIKEN, 1971) si bien que l'abondance de l'eau permet de les assimiler dans la plupart des cas à des appareils «surtseyens». Ce type, intermédiaire, de Gli Astroni au Monte Nuovo (Tabl. 1), semble par contre représenter le cas le plus fréquent pour les édifices phréatomagmatiques subaériens à laves différenciées, aux Açores comme dans les Champs Phlégréens. Il s'agit d'anneaux de projections complets, de hauteur variable, au cratère plus ou moins vaste. Le fond du cratère, généralement plat, se situe au niveau de la surface pré-éruptive ou au-dessus. Il est probable que dans les exemples cités, des dépôts alluviaux ou colluviaux ont pu régulariser la surface du fond, mais ne sont jamais très épais.

Les cônes et anneaux de tufs hyaloclastiques

Ils témoignent d'une activité subaquatique «surtseyenne», mais la violence des explosions dépend de divers facteurs locaux. Il en résulte, avec les magmas basiques, une séquence de formes essentiellement caractérisées par les proportions du cratère, depuis le cône bien formé au sommet duquel s'ouvre la dépression cratérique (Iles du Diable à Djibouti) à l'anneau entourant une large dépression (Açores). L'île de Nisida et le cap Misène, édifiés par des éruptions subaquatiques à magmas différenciés sont comparables au type Surtseyen observé en contexte basaltique à Surtsey (THORARINSSON, 1964) et à Capelinhos (MACHADO, 1968; CAMUS *et al.*, 1981). Au cap Misène comme dans les deux exemples ci-dessus, des produits témoignant d'une activité purement magmatique et aérienne immédiatement postérieure à l'émersion, surmontent les hyaloclastites.

La disposition des couches évolue aussi avec la morphologie:

Avec la maars, la subsidence dans la cheminée est très forte au point que le

fond du cratère se situe très au-dessous de la surface pré-éruptive et que les strates à pendage interne originel n'existent pratiquement jamais.

Dans la série des anneaux de tufs, la stratification est fréquemment tronquée du côté cratérique par des failles annulaires; mais les strates à pendage interne peuvent subsister si le cratère est plus réduit et l'anneau plus élevé. Le cratère paraît donc en partie élargi par des phénomènes de subsidence synéruptive (LORENZ, 1974).

Dans les appareils hyaloclastiques caractérisés par le diamètre réduit de leur cratère, les strates présentent des pendages centroclinaux au cœur de l'appareil et péridinaux à la périphérie, en concordance avec la forme générale de l'édifice. Il n'existe pas de failles visibles, qui témoigneraient d'une subsidence péri-cratérique pendant l'éruption.

FACIES DES PRODUITS

Parmi les appareils étudiés, ceux qui permettent les meilleures observations à cet égard sont le lac Pavin, Gli Astroni, Le Monte Nuovo, et le groupe de Misène-Bacoli (CAMUS *et al.*, 1981).

Le lac Pavin

Le cratère sub-circulaire (900 à 1000 m de diamètre) est occupé par un lac (750 m de diamètre, 92 m de profondeur). Sa nature volcanique a toujours été admise. Son origine explosive et la nature du magma frais ont été démontrées récemment par la découverte d'un dépôt pyroclastique ponceux sur son pourtour (CAMUS *et al.*, 1973).

Le dépôt de nuée est typiquement phréatomagmatique (BOURDIER, 1980); il a une composition polyolithologique caractérisée par l'association d'éléments juvéniles et de fragments du substratum. Avec une épaisseur de 15 m au voisinage du cratère, il s'étend sur une aire elliptique

de 15 x 6 km. Son volume est estimé à 75 millions de m³ pour 14.5 millions de m³ de magma avant poncification. Les éléments énallogènes sont essentiellement des laves (basaltes du Cézallier, basaltes et trachy-andésites mont-doriens, leuco-basalte du puy voisin de Montchal), mais aussi des fragments du socle cristallin. Le magma juvénile (K-benmoreite) est présent sous deux formes; d'une part des ponces, dominantes, d'autre part des bombes et des lapilli vitreux denses, peu ou pas vésiculés.

Les ponces à texture fibro-mousseuse sont de teinte gris-beige à jaunâtre selon leur degré d'altération; leur taille varie de quelques mm à 20 cm, leur densité de 0.5 à 1. Les éléments denses n'apparaissent guère au-delà d'un rayon de 2 km autour du cratère et sont de teinte grise. Certains blocs non vésiculés ont des morphologies de bombes à surface mamelonnée et variqueuse « en chou-fleur » (LORENZ, 1973).

Tant que son épaisseur est supérieure à 50 cm, le dépôt est toujours stratifié; au-dessous de cette épaisseur, il ne l'est généralement pas et il constitue alors un horizon homogène, cendro-sableux, contenant des fragments centimétriques puis millimétriques de ponces. Dans la plupart des cas la stratification est régulière et conforme à la surface du substratum, suggérant un dépôt de retombée aérienne. Dans certains niveaux toutefois, les caractères sédimentologiques sont différents; c'est le cas des figures de stratifications entrecroisées à faible angle, symptomatiques d'un dynamisme à déferlantes basales (FISHER et WATERS, 1970); c'est aussi le cas des niveaux sans tri granulométrique, à ponces décimétriques dans une matrice cendro-sableuse, qui pourraient représenter soit des dépôts de déferlantes basaltes soit des produits d'écoulements.

Comparé au dépôt d'un maar basaltique de diamètre analogue (Gour de Tazenat, au Nord de la Chaîne des Puys), celui du Pavin est plus mince et il couvre une aire plus vaste. Il est constitué d'un nombre moindre de strates et la valeur de la médiane granulométrique semble plus élevée.

Le volcan Gli Astroni

Il est situé au centre de la région phlégréenne. Il s'agit d'un des plus importants appareils rapportés à la troisième période d'activité (3950 ± 120 ans, DELIBRIAS *et al.*, 1969). Il a 150 m de hauteur pour un diamètre de 2 km, avec des pentes externes inférieures à 15°. Son cratère vaste (1500 m de diamètre) et profond est caractérisé par des parois abruptes et un fond plat seulement accidenté de quelques extrusions trachytiques tardives.

Les projections de Gli Astroni affluent localement dans la paroi interne du cratère et largement dans les immenses carrières ouvertes sur son flanc nord. Il s'agit d'un dépôt lité, observable seulement selon une disposition périclinale. Le magma juvénile est représenté essentiellement par des cendres fines, avec des horizons ponceux intercalés et de rares bombes en chou-fleur. Les éléments repris au substratum représentent une part notable du dépôt, jusqu'à 20% dans certains niveaux. Les lapilli accrétionnés sont abondants et spectaculaires, atteignant 2 à 3 cm de diamètre. Les chenaux d'érosion visibles dans les coupes tangentielles sont remarquables. Les produits allochtones rapportés à Gli Astroni forment un niveau d'extension régionale (22 km vers l'Est) représenté par deux strates de ponces séparées par une strate de cendres; ils contiennent aussi une importante proportion d'éléments énallogènes, de l'ordre de 25%.

Le Monte Nuovo

L'éruption de 1538 (PARASCANDOLA, 1946) fut caractérisée à son début par une nuage « en forme de pin » à volutes alternativement blanches et noires. Le paroxysme ayant été rapidement atteint, le rythme diminua et l'activité devint peu à peu discontinue. Les produits rejetés étaient des blocs et des cendres boueuses. Les plus gros blocs avaient « la taille d'un boeuf ». Le cône volcanique fut édifié essentiellement dans la nuit du 29 au 30 Septembre; lorsque l'activité cessa le 1er

TABLEAU 2 — Analyses chimiques des produits du Monte Nuovo. Abs. At., An. F. Cantagrel-S. Couturie, Univ. Clermont-Ferrand II.

	1	2	1*	2*
SiO ₂	58.00	60.90	60.59	61.45
Al ₂ O ₃	19.00	19.00	19.85	19.17
Fe ₂ O ₃	1.81	2.38	1.89	2.40
FeO	1.16	0.65	1.21	0.66
FeO tot	-	-	2.91	2.82
MgO	0.20	0.23	0.21	0.23
CaO	2.00	1.70	2.09	1.72
Na ₂ O	6.00	6.70	6.27	6.76
K ₂ O	6.90	6.90	7.21	6.96
TiO ₂	0.46	0.45	0.48	0.45
MnO	0.19	0.20	0.20	0.20
H ₂ O+	3.52	0.49	-	-
H ₂ O-	0.03	0.00	-	-

1: faciès blanc. 2: faciès gris.
1*, 2*: idem, base anhydre.

Octobre il avait presque sa taille définitive. Une zone de 12-13 km de rayon avait été affectée par les dépôts dus à l'éruption. Deux reprises d'activité eurent lieu les 4 et 6 Octobre, caractérisées par des projections de cendres et ponces à partir d'un magma « bouillonnant » au fond du cratère; 24 personnes furent tuées le dernier jour au bord du cratère.

En se basant sur les caractères de l'éruption: projection initiale d'eau, nuage riche en vapeur d'eau, cendres humides, placages boueux contre les maisons loin du cratère, arbres déracinés, NAPPI (1978) souligne le caractère phréatomagmatique de la première phase, avec un développement important de déferlantes basales. La deuxième phase fut purement magmatique.

Les produits de la phase phréatomagmatique sont blanc crème, ceux de la phase purement magmatique sont gris sombre. Du point de vue chimique, la seule différence notable entre les deux types de produits réside dans la teneur en eau et l'état d'oxydation du fer (Tableau 2). La valeur plus faible du rapport Fe³⁺/Fe²⁺ (1.40 contre 3.3)

dans les dépôts de la première phase peut être interprétée comme un effet de la trempe des produits avant oxydation par l'air. La teneur importante en eau de ces mêmes produits, a corrélé vraisemblablement avec le léger lessivage de Na₂O et le faible apport de CaO par le substratum, semble liée au dynamisme phréatomagmatique.

Le cône du Monte Nuovo a 145 m environ de hauteur et 800 m de diamètre. Son cratère circulaire à parois subverticales, profond de 140 m, a un diamètre moyen de l'ordre de 400 m. Les produits clairs ne sont visibles qu'au niveau des pentes externes du cône selon une disposition périclinale, l'intérieur du cratère étant tapissé de végétation. Ils semblent caractérisés par une faible quantité d'éléments repris au substratum; toutefois ce dernier étant également trachytique, au moins dans ses horizons supérieurs, il est difficile d'en définir la proportion. Les rares éléments énallogènes bien visibles sont quelques fragments de briques témoignant de la destruction du village de Tripergole et de rares blocs de sédiments vaseux consolidés pouvant provenir du lac de Lucrino, tous deux initialement situés sur l'emplacement du Monte Nuovo. L'ensemble est caractérisé par une grande proportion de cendres fines emballant des ponces centimétriques à décimétriques, parfois pluridécimétriques. Les blocs ponceux, lorsqu'ils ne sont pas brisés, présentent une forme « en chou-fleur » caractéristique. La stratification, fruste au bord du cratère, plus marquée sur la périphérie du cône, est caractérisée par une grande irrégularité; des figures de ravinement et d'entrecroisement, l'aspect chaotique des lits ou l'absence de figures de charge sous les blocs témoignent d'une mise en place essentiellement par des nuées horizontales. Les produits allochtones correspondants sont représentés actuellement par un horizon de petites ponces et de cendres, épais de quelques dm, souvent masqué par le sol actuel. NAPPI (1978) estime le rayon moyen de ce dépôt à 3 km environ et l'interprète essentiellement comme des produits de déferlantes basales. La retombée de

cendres fines liée à cette activité aurait recouvert une aire de 450 km².

L'éruption du Monte Nuovo apparaît comme un cas démonstratif d'éruption trachytique perturbée par des eaux superficielles. Les eaux ont joué un rôle essentiel dans la phase initiale, puis leur influence a décliné. Selon un schéma connu avec les magmas basiques, une activité magmatique, caractérisée par « un lac et des fontaines de lave » (NAPPI, 1978) a clos le cycle éruptif. Notons que cette activité est exceptionnelle pour un magma trachytique, car on aurait pu avoir l'extrusion d'un dôme comme au Pico do Gaspar (São Miguel) ou au Monte Castello Branco (Faial). Le passage, au sein des dépôts résultant d'une seule éruption purement phréatomagmatiques à des produits magmatiques aide à comprendre l'exemple du cap Misène.

En résumé, les anneaux de tufs subaériens décrits ici sont morphologiquement et structurellement comparables aux anneaux de tufs basaltiques des zones marines peu profondes ou des lacs. Toutefois ils sont caractérisés par la présence de ponces abondantes, et les dépôts de déferlantes basales sont plus importants.

Le cap Misène

Ce cap, d'ou Pline le Jeune observa l'éruption de 79 du Vésuve, représente les restes d'un appareil qui devait avoir un diamètre initial de l'ordre de 1 km. Il atteint 155 m d'altitude, il est sapé par la mer sur ses flancs ouest et est, mais sa morphologie superficielle est parfaitement conservée; les strates, régulières, sont disposées selon un système à double pendage, centroclinal et périclinal, concordant avec la morphologie.

Cet édifice est constitué par des tufs de fragments ponceux centimétriques noyés dans une matrice cendreuse abondante. Les blocs juvéniles, généralement en chou-fleur, sont rares. Au phare de Misène, ces tufs sont surmontés en continuité par un niveau de bombes ponceuses trachytiques de teinte blanche ou brune, à phénocristaux de sanidine, noyées dans

une matrice cendreuse jaunâtre peu abondante. A la lumière des faits observés au Monte Nuovo, on peut interpréter cet horizon terminal qui moule régulièrement les hyaloclastites sous-jacentes comme le résultat d'une activité magmatique ayant succédé à l'activité phréatomagmatique après émergence; c'est l'équivalent en domaine acide de l'activité terminale des volcans de Capelinhos ou Surtsey. Les produits allochtones correspondant aux tufs hyaloclastiques du cap Misène recouvrent l'appareil voisin (dit du port de Misène) d'un niveau régulier épais de quelque mètres et constitué de cendres fines. Celui-ci présente des caractères évidents de mise en place par des déferlantes basales très riches en eau (placages contre les parois verticale). La retombée ponceuse correspondant à la phase magmatique terminale à une extension moindre.

Le volcan du port de Misène, 1 km au Sud-Est du bourg de Bacoli, est accolé au précédent, coté nord. Son cratère est probablement très agrandi par l'érosion marine; il est plus ancien et morphologiquement plus évolué que le précédent. Il est constitué par des matériaux analogues à ceux du cap Misène, dans lesquels on peut en outre noter la présence de fragments obsidienniques et de scories verdâtres provenant du substratum.

Par le faciès de leurs produits, par leur structure, et par leur lithologie, les volcans de Misène peuvent être considérés comme des édifices à magma différencié, typiquement engendrés par des éruptions sous-marine à faible profondeur. Morphologiquement ils sont comparables à leurs homologues à magmas basiques; on note seulement des différences mineures dans les structures (pas de failles péricratériques observées), et dans la texture des produits (abondance de ponces).

CONCLUSION AUX OBSERVATIONS DE TERRAIN

(a) WALKER et CROASDALF (1971) ont montré que le produits d'éruptions phréa-

tomagmatiques acides présentent le plus souvent un litage régulier, une granulométrie fine et un mauvais classement. SELF et SPARKS (1978) soulignent en outre que ces dépôts sont essentiellement mis en place par des déferlantes basales et notent l'abondance des lapilli accrétonnés. On peut ajouter la présence d'éléments juvéniles trempés: lapilli denses et bombes en chou-fleur, fragments d'obsidienne.

De façon plus précise, il est possible de définir pour chaque type étudié un faciès pyroclastique dominant, sur la base des critères sédimentologiques et lithologiques. Du maar à l'anneau de tufs et à l'anneau - voire au cône - de hyaloclastites:

— La teneur en éléments énallogènes décroît.

— Les éléments juvéniles non vésiculés sont de plus en plus rares et corrélativement les produits vésiculés sont de plus en plus abondants.

— Les dépôts de déferlantes basales régressent par rapport aux retombées aériennes.

(b) Parmi les édifices résultant de la rencontre d'un magma différencié et d'une eau superficielle, les anneaux de tufs subaériens représentent un type volcanologique original mais fréquent, qui semble peu représenté parmi les appareils à laves basiques: si l'on excepte, en contexte continental, les appareils qui ont été engendrés soit en milieu côtier, soit en milieu glaciaire, soit en milieu lacustre - donc qui se rattachent à un volcanisme «surtseyen» (CAMUS *et al.*, 1981) - il est clair qu'avec les débits d'eau habituellement disponibles sur terre: nappes, rivières, les magmas basaltiques ont tendance à engendrer des maars, alors que les laves différenciées ont tendance à engendrer des anneaux de tufs.

(c) Un caractère particulier aux dépôts d'anneaux de tufs phréatomagmatiques liés aux laves différenciées réside dans l'abondance des cendres et des ponces. la présence de ponces peut sembler en

contradiction avec les caractères de trempes attendus sur des éléments juvéniles puisque leur dégazage devrait être bloqué. Mais on doit considérer qu'à la différence des magmas basiques au sein desquels l'individualisation des bulles de gaz se produit au voisinage de la surface, les magmas différenciés voient leur poncification s'effectuer beaucoup plus bas dans la cheminée. L'eau doit donc intervenir à un niveau relativement superficiel pour expliquer l'abondance des ponces dans les anneaux de tufs.

Les dépôts de maars liés aux laves différenciées, comme leurs homologues basaltiques, sont caractérisés par des éléments juvéniles peu ou pas vésiculés: Lac Pavin, puy Chopine (Chaîne de Puys, Massif Central français), Breccia Museo des Champs Phlégréens ou de l'île de Procida. Ceci implique que le contact eau-magma se produit avant le début de la poncification, donc plus profondément que dans le modèle précédent. LORENZ (1973) considère que le foyer éruptif des maars est plus profond que celui des anneaux de tufs; nos observations confirmeraient cette opinion.

(d) Nous avons supposé (CAMUS *et al.*, 1981) qu'avec les laves basiques les maars, subaériens, représenteraient des formes «de haute énergie» car l'eau présente en quantités limitées est intégralement transformée en vapeur - moteur des explosions - d'où un rendement dynamique optimum. A l'opposé, les anneaux de tufs, subaquatiques, seraient des formes «de moindre énergie» car l'eau présente en excès ne peut être intégralement vaporisée. Cette proposition est en accord avec les travaux de KIEFFER (1977).

Un caractère particulier aux maars, lié à l'existence d'un foyer éruptif profond, réside dans la possibilité d'apparition de vapeur d'eau surchauffée, dont la température conditionne la violence des explosions (GOGUEL, 1953, 1977).

Puisque l'énergie mécanique des explosions semble directement responsable du type d'appareil engendré, considérant qu'en milieu subaérien apparaissent plutôt des maars avec les magmas basiques et

plutôt des anneaux de tufs avec le magmas différenciés, il y a lieu de penser que le facteur « type de magma » explique les différences observées. On peut alors supposer que les magmas différenciés fournissent une énergie moindre que celle apporté par les magmas basiques.

Parmi tous les paramètres physico-chimiques des magmas concernés, l'état thermique - que l'on peut considérer en première approximation comme directement lié à la composition chimique - paraît a priori prépondérant.

ASPET THERMODYNAMIQUE
DU PROBLEME

A partir des données bibliographiques disponibles nous avons testé l'hypothèse selon laquelle les variations de l'énergie calorifique liée aux différents types de magmas expliquerait les comportements

dynamiques différents. Les calculs (Annexe) ont été effectués pour 1 cm³ de chaque type de magma (dans la pratique ces calculs ont été faits en terme de masse d'eau et de magma; pour la commodité de l'interprétation, ils sont présentés en volume). La pression avant l'explosion a été fixée à 100 bars, moyenne entre celles évaluées lors des éruptions surtseyennes (1-20 b.) et celles estimées pour les maars qui sont plus profondément enracinés (150-250 b.). Le diagramme (Fig. 2) résultant fait apparaître dans le champ «Quantité de chaleur par cm³ de magma» / «Rapport volumique eau-magma» l'énergie cinétique disponible (courbes de 0 à 1000 Joules), ainsi que la température finale du mélange eau-magma après retour à la pression atmosphérique. Les valeurs calculées correspondant à des valeurs potentielles, elles doivent être considérées comme maximales, puisqu'elles ne tiennent pas compte des pertes d'énergie liées

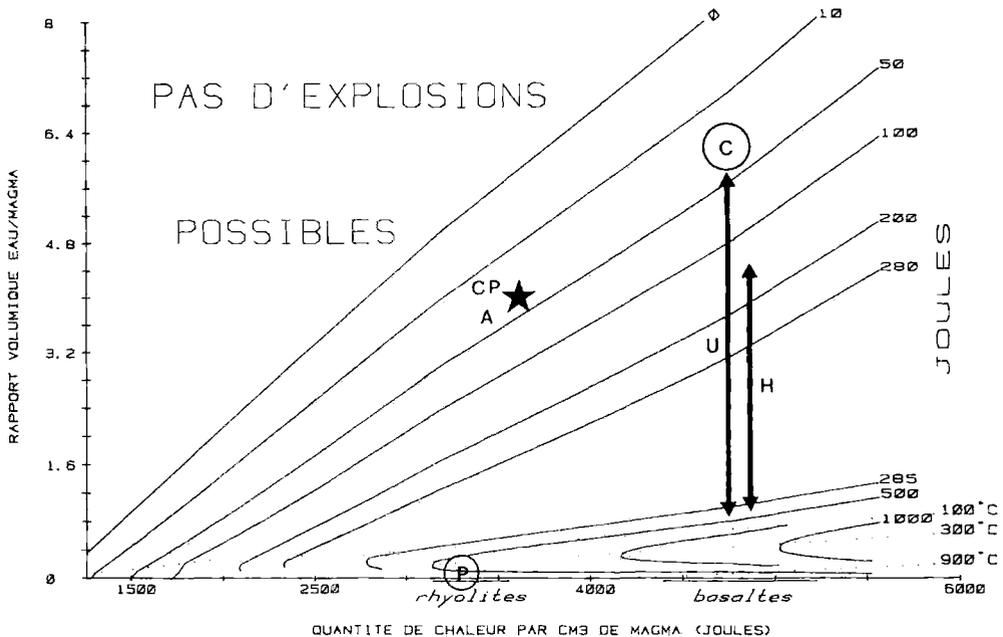


FIG. 2 - Energie libérée par des hydroexplosions.

entre autres à la présence d'éléments énallogènes, aux phénomènes de friction, à la cinétique des échanges de chaleur et aux blocs incomplètement refroidis. Les chocs responsables de la fracturation des roches consomment également de l'énergie; cependant la gravité, responsable d'un début de bréchification lors la subsidence dans le diatrème, compense partiellement ces pertes. Trois zones qui dépendent essentiellement de la quantité d'eau mise effectivement en contact avec le magma, peuvent être distinguées dans ce diagramme:

la première, «sans explosions possibles», où l'énergie apportée par le magma ne sert qu'à chauffer l'eau sans la vaporiser; dans ce contexte, les laves basaltiques engendrent des pillow-lavas, les laves différenciées se mettent en place paisiblement (cas du dôme de la Soufriere de Saint-Vincent en 1971-72);

la seconde, située au dessus de la droite pointillée 100° C est limitée vers le haut par la courbe 0 joule; Dans cette zone l'énergie calorifique apportée par le magma n'est pas suffisante pour surchauffer la vapeur engendrée et après détente à une atmosphère, on a de la vapeur d'eau saturée et de l'eau liquide en proportion d'autant plus importante que l'on sera dans un domaine de plus faible énergie; les dépôts correspondants seront humides, voire boueux;

la troisième, en dessous de la courbe 100° C, dans laquelle la vapeur est surchauffée est caractérisée par des dépôts restant à haute température après leur mise en place. On aura une gradation complète entre un dynamisme fortement modifié par la présence d'eau et un dynamisme magmatique. La transition entre ces types se fera rapidement, pour de faibles variations de quantité d'eau apportée.

Les énergies maximales seront atteintes par les magmas les plus chauds, donc généralement les plus basiques, malgré l'effet énergétique additionnel du aux gaz, plus abondants dans les termes différenciés. Cependant le trait le plus important

du diagramme est l'écartement des courbes d'isoénergie lorsqu'on considère des magmas plus chauds; dans ce cas, ceci implique des explosions d'énergie voisines pour une plus grande fourchette de rapports eau / magma.

Nous avons tenté de reporter dans ce diagramme théorique la position d'éruption dont on connaissait la composition du magma et pour lesquelles on peut évaluer l'énergie développée par les plus fortes explosions. Lors d'une explosion les blocs sont propulsés dans toutes les directions avec des vitesses initiales variées. Les lois de la balistique montrent que pour une vitesse donnée la portée maximum est obtenue pour un angle de tir égal à 45°. Si l'on considère les blocs les plus distants du cratère comme satisfaisant à cette condition, on peut évaluer leur énergie cinétique initiale à l'aide de la formule:

$$Ec = 1/2 m \cdot r \cdot g. \text{ (MINAKAMI, 1942)}$$

ou:

m = masse du bloc,

r = distance horizontale parcourue par le bloc,

g = accélération de la pesanteur.

r représente $v^2 \sin 2\delta / g$, δ étant l'angle de tir. Si $\delta = 45^\circ$, $Ec = 1/2 m \cdot v^2$.

Mais la conjonction de deux facteurs: $\delta = 45^\circ$ et v = vitesse maximum, n'est pas certaine. Des blocs pourraient avoir été éjectés avec un angle de tir différent de 45° ce qui implique une vitesse initiale supérieure à celle calculée précédemment. Donc la valeur trouvée ne représente pas l'énergie cinétique maximum. L'angle de tir dépend de la profondeur de l'explosion et de la forme de l'événement. L'examen des photographies des éruptions surtseyennes montre qu'il existe un regroupement des angles de tir les plus puissants autour de $60-70^\circ$. Dans ce cas il faut multiplier l'énergie calculée pour 45° par 1.5 environ; cette valeur corrigée a été utilisée pour positionner les symboles représenta-

tifs d'éruptions connues dans le diagramme théorique (Fig. 2). dans le cas des maars, compte tenu de leur mécanisme éruptif (explosions plus profondes, fluidification), le coefficient de majoration doit être encore plus fort; mais l'absence de données précises ne permet pas de l'évaluer, et les énergies calculées dans ce cas doivent être considérées comme minimales.

La bibliographie fournit quelques indications qui permettent de comparer entre elles les plus puissantes explosions de certaines éruptions: lac Pavin (BOURDIER, 1980), Hole-in-the-ground (LORENZ, 1971), maars Ukinrek (SELF *et al.*, 1980), et Capelinhos (TAZIFFF, 1959; MACHADO, 1968).

Nous avons dans chaque cas déterminé l'énergie cinétique correspondant à la propulsion d'1 cm³ de lave en admettant que ce volume unitaire avait lui-même fourni l'énergie nécessaire à son transport. Si dans la réalité il n'y a pas auto-propulsion des blocs, il n'en demeure pas moins que l'énergie globale disponible pour une explosion est directement proportionnelle à la quantité de magma impliquée.

Les données fournies par l'éruption récente des maars Ukinrek indiquent que ces maars ont développé, selon les explosions, des énergies comprises entre 50 et 300 Joules/cm³; ces valeurs (U) reportées sur le diagramme (Fig. 2), correspondent à un rapport volumique eau/magma 3 à 20 fois supérieur à celui estimé par SELF *et al.* (1980). Cet écart permettrait peut-être d'apprécier le rendement énergétique vrai des explosions.

Les valeurs calculées de la même façon pour Capelinhos (C) et Hole-in-the-ground (H) sont cohérentes; le premier résulte d'une activité sous-marine (basse énergie), le second d'une activité sub-aérienne (haute énergie).

Pour le Lac Pavin, le point représentatif (P), voisin de 200 J a été placé près de la droite 300 °C car les produits des maars et anneaux de tufs à magmas différenciés renferment assez systématiquement des bois carbonisés (Gli Astroni, puy Chopine, lac Pavin, etc.); leur température de mise en place est donc certainement plus proche de 300 °C que de 100 °C. Inverse-

ment (H) et (C) ont été placés dans le domaine des températures finales proches de 100 °C, car MOORE *et al.* (1966) ont indiqué que les produits du Taal, éruption de 1965, avaient été mis en place à moins de 100 °C, et de nombreux exemples pris dans le Massif Central Français vont dans ce sens; ainsi à la Besseyre (Devès) des aiguilles et des cônes de pin non carbonisés sont conservés dans le dépôts de déferlantes basales. Cependant SELF *et al.* (1980) signalent à Ukinrek maars des phénomènes de carbonisation de végétaux; ceci implique que certaines explosions ont du se dérouler en présence de très peu d'eau.

IMPLICATIONS VOLCANOLOGIQUES DU DIAGRAMME PROPOSE

Si l'on admet l'hypothèse selon laquelle des morphologies comparables résultent d'éruptions ayant développé des énergies similaires - quelle que soit la nature du magma - on peut faire les remarques suivantes:

A l'aire (C) des anneaux de tufs basiques d'origine subaquatique correspond, à énergie cinétique comparable, l'aire (C.P., A) des anneaux de tufs à laves différenciées des Champs Phlégréens et des Açores, d'origine subaérienne.

A l'aire (C.P., A) correspond, à rapport volumique eau/magma comparable, l'aire (U, H) des maars basiques. Ceci confirme bien l'observation: à quantités d'eau disponible analogues les laves basiques engendrent des maars et les laves différenciées des anneaux de tufs.

Les maars à laves différenciées, aux environs de (P), apparaissent pour une fourchette étroite de rapports eau/magma; ceci reflète bien la réalité, de tels maars étant assez peu fréquents, et sans doute en relation avec de très faibles quantités d'eau (Chaîne des Puys). Comme les produits de ce type d'appareil gardent une température finale élevée, il doit être difficile dans certains cas de discerner la

limite avec les éruptions purement magmatiques. On peut dès lors supposer que de nombreuses éruptions phréatomagmatiques à laves différenciées ont pu passer longtemps inaperçues, puisqu'il suffit de très peu d'eau pour influencer ce type de magma; ce fut le cas pour la fin de l'activité de 79 au Vésuve (CAMUS *et al.*, 1980; SHERIDAN *et al.*, 1981), et probablement pour l'ultime éruption du Vulcano (SCHMINCKE, comm. pers.).

Dans le cas des laves basiques, des rapports eau/magma plus faibles que ceux requis pour la formation des maars, mobiliseraient théoriquement une énergie mécanique équivalente ou supérieure. L'absence de morphologie particulière correspondante - alors que rien ne s'oppose à la réalisation naturelle de telles conditions - demande une explication. Certains appareils stromboliens montrent des indices de dynamisme phréatomagmatique (bombes plus ou moins trempées, nombreuses enclaves de socle); c'est souvent le cas, par exemple, pour les spatter-cones qui jalonnent les fissures éruptives du Devès. Le fait que cela ne perturbe pas sensiblement la morphologie de l'édifice, qui reste celle du type magmatique pur, montre que les explosions violentes devaient être assez rares, malgré le surplus de gaz apporté (vapeur d'eau). On peut penser que la température d'équilibre du mélange eau-magma était encore suffisamment élevée pour que la lave conserve une faible viscosité. Dès lors, la quantité limitée de vapeur d'eau engendrée a pu se dégager facilement, sans explosions trop importantes ni instauration de régime fluidifié, provoquant tout au plus des fontaines de laves de taille exceptionnelle.

CONCLUSION

L'influence des eaux superficielles sur les éruptions à laves différenciées se traduit, comme pour les éruptions à laves basiques, dans la morphologie, et la structure des appareils engendrés, la lithologie et la sédimentologie des dépôts. Les édifices phréatomagmatiques résultant de

la modification d'activités magmatiques de type strombolien ou plinien sont des maars, des anneaux de tufs, des anneaux et de cônes de hyaloclastites, mais la fréquence d'apparition de chaque type est conditionnée par le contexte hydrogéologique et par la nature du magma, schématiquement:

Type d'activité	Magma basique	Magma différencié
Magmatique	strombolien hawaïen	plinien ignimbrétique
Phréato (sub aer.)	maars	maars, anneaux de tufs dominants
Phréato (sub aqu.)	anneaux de tufs dominants, cônes	cônes de tufs dominants, anneaux rares

Le données de terrain suggèrent que la succession maars - anneaux de tufs - anneaux et cônes de hyaloclastites correspond à des éruptions caractérisées par des explosions mettant en jeu des énergies mécaniques de moins en moins fortes. Pour un type donné de magma, l'augmentation du rapport eau/magma explique cette diminution de l'énergie disponible.

Mais dans un contexte géologique et hydrogéologique donné, l'état thermique du magma, lié à sa nature, est à même d'expliquer les différences de comportement vis à vis des eaux superficielles.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient MM. J. GOGUEL (B.R.G.M. Paris) et V. LORENZ (Université de Mayence, R.F.A.) qui ont accepté de relire et de critiquer le manuscrit.

Ce travail a été financé par le Programme Interdisciplinaire de Recherche pour la Prévision et la Surveillance des Éruptions Volcaniques (PIRSEV, CNRS-INAG).

ANNEXE

ESTIMATION DE L'ÉNERGIE
NECESSAIRE POUR UNE
EXPLOSION PHRÉATOMAGMATIQUE

Le modèle proposé suppose:

- que toute l'énergie calorifique est apportée par le magma.
- que l'eau mise en contact avec le magma est à 0 °C.
- qu'il n'y a pas de perte thermique.

Deux étapes sont envisagées:

— mise en contact de 1 cm³ de magma avec n cm³ d'eau froide et équilibration thermique parfaite en système clos, à une pression moyenne de 100 b.

— explosion, une fois l'équilibre atteint, avec détente adiabatique entre la pression d'équilibre et la pression atmosphérique. Cette étape fournit le travail utile.

Comme il est fait abstraction des pertes calorifiques et mécaniques, les valeurs obtenus doivent être considérées comme maximales.

Pour l'estimation de la quantité de chaleur fournie par 1 cm³ de magma on a utilisé les valeurs suivantes:

Type de magma	Chaleur massique (J/g)	Densité (verre) (g/cm ³)	Capacité calorif (J/cm ³)	Temp d'émission (°K)	Quantité de chaleur (J/cm ³)	Fourchette (J/cm)
Rhyolite	1.25	2.37	2.97	1073	3188	3138-3556
Basalte	1.25	2.77	3.47	1373	4770	4393-5230

Ces valeurs sont extraites de WILLIAMS et MCBIRNEY (1979) pour la chaleur massique et la température d'émission, et de CLARK (1966) pour la densité. La fourchette des quantités de chaleur pour chaque type de magma a été évaluée à partir des valeurs extrêmes des températures d'émission mesurées sur le terrain, en tenant compte de la chaleur latente de cristallisation: 5% de cristaux dans les rhyolites (soit 52.3 J/cm³) et 10% dans les basaltes (soit 125 J/cm³) ces taux justifiés par l'observation des produits pyroclastiques d'origine phréatomagmatique, caractérisés par la prépondérance de leur mésostase vitreuse.

Pour les calculs, la variation de la capacité calorifique des laves a été supposée linéaire, des rhyolites aux basaltes. Évaluation de la température d'équilibre eau-magma avant explosion:

A partir des conditions posées initialement, si 1 g de magma à la température T_1 est mis en contact avec R g d'eau à la

température T_0 , on obtient à la température T_2 d'équilibre l'égalité:

$$Q_{\text{magma}}^{T_1} - Q_{\text{magma}}^{T_2} = RQ_{\text{H}_2\text{O}}^{T_2} - RQ_{\text{H}_2\text{O}}^{T_0} \quad (1)$$

ou Q la quantité de chaleur emmagasinée par la phase considérée.

Le chauffage de l'eau entre 0 °C et T_2 provoque la variation de son enthalpie, ΔH , qui se décompose en:

$$\Delta H = \Delta Q + \Delta W + \Delta (PV).$$

Sous les fortes pressions, la variation du volume V est négligeable. Ceci entraîne une faible contribution du travail W et de $\Delta (PV)$ devant celle de la chaleur ΔQ nécessaire au chauffage de l'eau (< 5%). Aussi on fera l'approximation suivante:

$$\Delta H = \Delta Q$$

Ceci est particulièrement vrai à hautes pressions, comme on peut le vérifier sur un diagramme h, s de Mollier (SCHMIDT, 1969).

La variation de l'enthalpie de l'eau en fonction de la température (BURNHAM *et al.*, 1979) pour une pression de 100 b a été

ajustée à deux équations polynomiales du second degré dont les paramètres sont donnés ci-dessous:

T	A_0	A_1	A_2	
$< = 583^\circ\text{K}$	$- 883.8159$	2.81731937	1.83520523	10-3
$> 583^\circ\text{K}$	520.3497	4.5935604	$- 1.175226028$	10-3

Si C_m est la capacité calorifique du magma (J/g), l'équation (1) devient:

$$Q_{\text{magma}}^{T_1} = C_m T_2 + R(A_0 + A_1 T_2 + A_2 T_2^2)$$

La valeur de la température T_2 d'équilibre du mélange magma + eau est une des racines de cette équation.

Evaluation du travail fourni par l'explosion

Le mélange de n g d'eau froide avec 1 g de magma est à la température d'équilibre T . Sa détente est supposée suffisamment rapide pour être adiabatique, le magma concerné continuant à chauffer les gaz pendant l'expansion. Le travail est calculé entre P Equilibre et P Atmosphérique, d'après les équations développées par GOGUEL (1953) qui considère le cycle: (1)-détente adiabatique entre P_e , T_c et P_{atm} , T finale, (2)-refroidissement de T finale, à $T = 100^\circ$, (3)-compression isotherme à 100° et enfin (4)-chauffage jusqu'à T_e (P_e).

Afin de mieux cerner la réalité, le modèle tient compte de la teneur en gaz des magmas (considérés comme de la vapeur d'eau pure) d'après les chiffres fournis par WILLIAMS et MCBIRNEY (1979): les valeurs retenues sont 1% pour les basaltes et 4% pour les rhyolites, la variation entre ces deux pôles étant supposée linéaire. Elles sont introduites dans le calcul comme une quantité supplémentaire d'eau déjà à la température d'équilibre.

BIBLIOGRAPHIE

- BOURDIER, J. L., 1980, *Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans le Mont-Dore: le groupe holocène du Pavin et le Massif du Sancy*. Thèse 3eme cycle (Pétrologie), Université de Clermont Ferrand II, 180 pp.
- BROUSSE, R., HORGUES, M., 1969, *Le volcan de Montcineyre, l'un des plus récents d'Auvergne*. C.R. Acad. Sci. Paris, 269, D, p. 1835-1838.
- BURNHAM, C. W., HOLLOWAY, J. R., DAVIS, N. F., 1969, *Thermodynamic Properties of Water to 1,000 °C and 10,000 bars*. Geol. Soc. Amer. Spec. paper 182, p. 1-96.
- CAMUS, G., GOER DE HERVE, A. DE, KIEFFER, G., MERGOIL, J., VINCENT, P. M., 1973, *Mise au point sur le dynamisme et la chronologie des volcans holocènes de la région de Besse - en - Chandesse*. C. R. Acad. Sci. Paris, 277, D., p. 629,632.
- , KIEFFER, G., BOIVIN, P., GOER DE HERVE, A. DE, 1980, *Contribution à une meilleure définition de l'éruption plinienne*. 8eme R.A.S.T., Marseille, p. 78.
- , BOIVIN, P., GOURGAUD, A., KIEFFER, G., 1980, *Phréatomagmatisme et laves différenciées*. Bull. P.I.R.P.S.E.V. No. 33, C.N.R.S.-I.N.A.G., 26 pp.
- , GOER DE HERVE, A. DE, GOURGAUD, A., KIEFFER, G., MERGOIL, J., VINCENT, P. M., 1981, *Le Capelinhos (Fialal, Açores) vingt ans après son éruption: Le modèle éruptif « surtseyen » et les anneaux de tufs hyaloclastiques*. Bull. Volcanol., 44-1, p. 31-42.
- , BOUDON, G., BOURDIER, J. L., GOER DE HERVE, A. DE, GOURGAUD, A., MERGOIL, J., 1981, *Les écoulements pyroclastiques et boueux liés aux éruptions phréatomagmatiques*. Bull. P.I.R.P.S.E.V. N. 52, C.N.R.S.-I.N.A.G., 21 pp.
- , VINCENT, P. M., 1981, *Rapport de mission en Indonésie Octobre 1981*. Bull. P.I.R.P.S.E.V. N. 51, C.N.R.S.-I.N.A.G., 22 pp.

- CLARK, S. P., 1966, *Handbook of Physical Constants*. Geol. Soc. Amer. Mem. 97.
- DELIBRIAS, G., KIEFFER, G., PELLETIER, H., 1969, *Datation par la méthode du Carbone 14 de l'Astroni, volcan des Champs Phlégréens (Campanie)*. C. R. Acad. Sci Paris, 269, D, p. 2070-2071.
- FISHER, R. V., WATERS, A. C., 1970, *Base Surge Bed Forms in Maar Volcanoes*. Amer. J. Sci., 268, p. 157-180.
- GOGUEL, J., 1953, *Le régime thermique de l'eau souterraine*. Ann. des Mines, X, p. 3-32.
- , 1977, *Le mécanisme des explosions phréatiques dans l'activité volcanique*. C. R. Som. Soc. Géol. Fr., 5, p. 277-279.
- HEIKEN, G. H., 1971, *Tuff-rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, South-Central Oregon*. J. Geophys. Res., 76, 23, p. 5615-5626.
- KIEFFER, S. W., 1977, *Fluid Dynamics during Eruption of Water-Steam and Magma-Gas System: Geysers, Maars and Diatremes*. Sec. Intern. Kimberl. Conf., Extend. Abstracts., Santa Fe, N.M.
- LIRER, L., MUNNO, R., 1977, *Il «Tuffo giallo Napoletano»*. Periodico di Mineralogia, 44-1, p. 103-118.
- LORENZ, V., 1971, *Origin of Hole-in-the-ground, a Maar in Central Oregon*. N.A.S.A. report N.G.R. 38-003-012, 133 p.
- , 1973, *On the Formation of Maars*. Bull. Volcanol., 37-2, 183-2904.
- , 1974, *Studies of the Surtsey Tephra Deposits*. Surtsey research progress report VII, p. 92-79.
- MACDONALD, G. A., 1972, *Volcanoes*. Prentice Hall Inc., Englewood Cliffs, N. J., U.S.A., 510 pp.
- MACHADO, F., 1968, *Actividade vulcanica da Ilha do Faial (1957-1958)*. Ed. Com. Reg. Turismo, Horta, 68 pp.
- MINAKAMI, T., 1942, *On the Distribution of Volcanic Ejecta. Pt. II: The Distribution of Mt Asama Pumice in 1783*. Tokyo Univ. Earth Inst. Bull., 20, p. 93-106.
- MOORE, J. G., NAKAMURA, ALCARAZ, A., 1966, *The 1965 Eruption of Taal Volcano*. Science, 151, p. 955-960.
- NAPPI, G., 1978, *Rischio vulcanico e sorveglianza nei Campi Flegrei e nell'isola di Stromboli*. Boll. Serv. Geol. Ital., XCVIII, p. 141-156.
- PARASCANDOLA, A., 1946, *Il Monte Nuovo e il Lago di Lucrino*. Boll. Soc. Nat. In Napoli, 55, p. 151-312.
- RITTMANN, A., 1951, *Sintesi geologica dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. Ital., 69, p. 117-128.
- SCHMIDT, E., 1969, *Properties of Water and Steam in SI Units: Mollier h, s-diagram*. Springer Verlag Ed., Berlin.
- SCHMINCKE, H. U., 1977, *Phreatomagmatische Phasen in quartären Vulkanen der Ostseifel*. Geol. Jb., A 39, p. 3-45.
- , KIENLE, J., HUOT, H. P., 1980, *Ukinrek Maars, Alaska, II, Deposits and Formation of the 1977 Craters*. J. Volc. Geoth. Res., 7, p. 39-65.
- , SPARKS, R. J. S., 1978, *Characteristics of Widespread Deposits Formed by the Interaction of Silicic Magma and Water*. Bull. Volc., 41-3, p. 196-212.
- , WILSON, L., NAIRN, I. A., *Vulcanian Eruption Mechanisms*. Nature, 277, p. 440-443.
- SHERIDAN, M. F., BARBERI, F., ROSI, M., SANTA-CROCE, R., 1981, *A Model for Plinian Eruptions of Vesuvius*. Nature, 289, p. 282-285.
- , UPDIKE, R. G., 1975, *Sugarloaf Mountain Tephra. A Pleistocene Rhyolitic Deposit of base Surge Origin in Northern Arizona*. Geol. Sov. Amer. Bull., 86, p. 571-581.
- TAZIEFF, H., 1959, *L'éruption de 1957-1958 et la tectonique de Faial (Açores)*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 4, p. 71-88.
- THORARINSSON, S., 1964, *Surtsey, the New Island in the North Atlantic*. Almenna Bokafelagid Reykjavik, 64 pp.
- WALKER, G. P. L., CROASDALE, J., 1971, *Two Plinian-type Eruptions in the Açores*. J. Geol. Soc. Lond., 127, p. 17-55.
- WILLIAMS, H., MCBIRNEY, A. R., 1979, *Volcanology*. Freeman Cooper Ed., San Francisco, 397 pp.

Ms. received March, 1982; sent to review March 1982. Accepted April 1982.