

Dépôts de « déferlantes basales » (base surge) dans l'Esterel et le Devès (Var et massif Central français) et « gouttes de cendre pisolithiques »

par MARC BOUCARUT *
et GILBERT CREVOLA *

PLANCHES II et III.

Sommaire. — Les déferlantes basales sont des nuages de gaz et d'éjecta qui se développent dans les explosions artificielles et volcaniques à la base de la colonne centrale d'explosion. Elles se déplacent à grande vitesse et transportent d'importantes quantités de matériaux. Elles donnent naissance à des dépôts pyroclastiques particuliers à faible pendage, à aspect détritique et qui présentent des antidunes et des stratifications obliques. Les formations des maars du Devès et du strato-volcan de Maure-Vieille (Esterel) relèvent de ce mécanisme.

Dans ce massif, les explosions de type plinien ont également donné naissance à des cinérites à gouttes de cendre pisolithiques. Ces objets particuliers se forment dans l'atmosphère en deux temps : condensation brutale d'eau au sein de la nuée volcanique et agglomération de particules cinéritiques par tension superficielle. Il existe également dans l'Esterel des gouttes de cendre sans cortex qui se sont formées à la base de coulées ignimbritiques.

Abstract. — Tuff rings of the permian strato-volcano of Maure-Vieille (Esterel, Var) and of some recent maar volcanoes in Devès (Haute-Loire) exhibit some particular features: they are slightly dipping detrital looking pyroclastic deposits, displaying antidunes structures and cross stratifications.

These features are best explained by assuming that these tuffs are not airfall ejecta but emplaced by base surge mechanism.

In the Esterel massif the plinian explosions have produced ash layers with accretionary lapilli. They developed in the atmosphere in two stages: sudden condensation of water in the volcanic cloud (core) and further agglomeration of ashes around this core by superficial stress (cortex).

Accretionary lapilli without any cortex formed at the basis of an ignimbritic flow have also been found in this massif.

I. — LES DÉFERLANTES BASALES ET LEURS DÉPÔTS.

Récemment l'observation des explosions nucléaires a permis de préciser la morphologie des nuages résultant d'une explosion souterraine ou subaquatique. Il s'est avéré qu'il se formait d'abord une

colonne centrale et, peu de temps après, un anneau basal qui donne naissance à des dépôts de type particulier. On s'est ensuite aperçu qu'il en était de même dans certaines explosions volcaniques.

Les formations du volcan-caldera de Maure-Vieille (Esterel) et des maars du Devès (Massif central français) qui posaient un certain nombre de problèmes peuvent s'expliquer par ce mécanisme : en effet elles présentent un faible pendage, un aspect détritique, des antidunes et des stratifications obliques.

* Lab. de pétrologie-minéralogie, Fac. des sciences, Parc Valrose, Nice 06. Note présentée à la séance du 21 juin 1971.

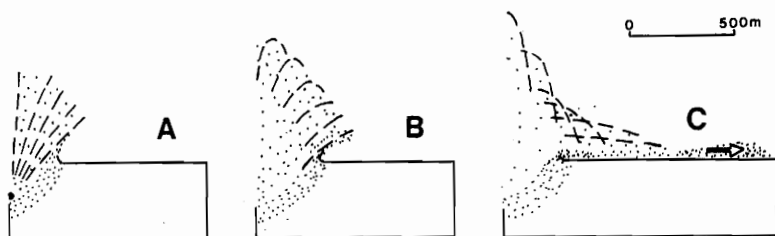


FIG. 1. — Formation d'une déferlante basale *in* Moore [20]. A : 5 secondes après l'explosion, B : 10 secondes après; C : 40 secondes. Les lignes tiretées représentent les trajectoires des blocs.

1) *Déferlantes basales dues à des explosions artificielles (nucléaires et chimiques).*

Les observateurs ont constaté qu'il se développait à la base de la colonne due à des explosions nucléaires souterraines et sous-marines, un anneau de gaz et d'ejecta se déplaçant horizontalement de manière centrifuge et à très grande vitesse. Ce nuage basal a été dénommé « *base surge* » [11]. Nous traduirons ce terme par celui de « *déferlante basale* » pour souligner le fait que ce nuage s'agrandit sous forme de vagues concentriques.

Au cours d'une explosion souterraine on constate que les roches pulvérisées sont d'abord projetées à la verticale (fig. 1 A), ensuite l'expansion des gaz élargit le cratère et projette des ejecta à sa périphérie (fig. 1 B); enfin il se forme une déferlante basale chargée de débris de roches, qui peut se déplacer sur plusieurs kilomètres (fig. 1 C).

Immédiatement après la formation de la déferlante basale, les plus gros blocs éjectés dans la colonne centrale commencent à retomber.

Au cours de l'explosion thermonucléaire souterraine américaine « *Sedan* » du mois de juillet 1962, la vitesse initiale de la déferlante basale fut de 50 m/s, elle a transporté des fragments de roches à 3 km du point 0, alors que les ejecta aériens n'ont franchi que la moitié de cette distance [23].

On pourrait comparer ces déferlantes basales formées de matériaux en suspension dans une phase gazeuse se déplaçant à grande vitesse, à une « *ignimbrite froide* ».

2) *Déferlantes basales observées lors d'explosions volcaniques.*

Le plus bel exemple est l'éruption du 28 septembre 1965 du volcan Taal aux Philippines; elle a été décrite en détail par Moore [19, 20].

Au cours d'une phase explosive particulièrement violente, et qui a duré 6 heures, le volcan a émis

40 millions de m³ de matériaux divers. Les nuages de cendres ont atteint une altitude comprise entre 15 et 20 km. Il s'est formé à la base de la colonne centrale sept déferlantes basales importantes; elles ont transporté à grande vitesse, des cendres, des lapilli et des blocs jusqu'à 6 km de distance au maximum. La taille des matériaux décroît en s'éloignant du centre d'explosion; à 1 km de distance le diamètre maximal des blocs était de 50 cm.

Ces déferlantes basales sont accompagnées d'un effet de souffle important; ainsi lors de l'éruption du Taal, tous les arbres ont été détruits dans un rayon de 1 km. A une distance plus grande la face des arbres exposée au souffle de l'explosion a été décortiquée par le vent de sable. Sur la fin de la trajectoire de la déferlante basale des ménisques successifs de boue ont enduit la face des troncs exposée au vent.

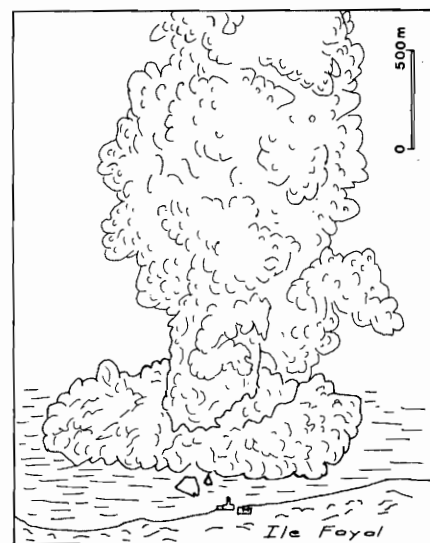


FIG. 2. — Explosion sous-marine du volcan Capelinhos (île Fayal, Açores). On remarquera particulièrement la déferlante basale développée à la base de la colonne d'explosion verticale. Dessiné d'après une photographie de l'U.S. Air Force.

On a observé des déferlantes basales, tout à fait comparables à celles du Taal, lors des éruptions suivantes :

- Capelinhos (Açores) 27 septembre 1957 (fig. 2).
- Myojin Reef (Japon) septembre 1952.
- Barcena (Mexique) août 1952, février 1953.
- Surtsey (Islande) novembre 1963.
- Anak Krakatau (Indonésie) 1927, 1929.

Il convient de rappeler que la plupart de ces volcans sont *basaltiques* et que les déferlantes basales y étaient associées à des explosions phréatiques, dues au contact du magma avec de l'eau ou des roches gorgées d'eau.

Moore [20] a résumé de manière très claire les caractéristiques des déferlantes basales produites par les explosions naturelles et artificielles :

— Le développement d'une déferlante basale ne nécessite pas une explosion orientée ni l'existence d'un couvercle d'ejecta au-dessus du point d'explosion;

— Les déferlantes basales se déplacent sur des surfaces planes et sont simplement freinées par une contre-pente (explosion du Taal [20]);

— Elles se déplacent à très grande vitesse et provoquent des destructions importantes, mais leur température n'est pas très élevée (par exemple, lors de l'explosion du volcan Taal en 1965, les arbres ont été décortiqués sur la face exposée au souffle volcanique, mais ils n'ont pas été brûlés [20]);

— Pour une force explosive donnée, le développement de la déferlante basale sera fonction de la profondeur de l'explosion; le développement maximal de la déferlante correspond en fait à une profondeur relativement faible (10 à 15 m pour une explosion de 1 kt dans des alluvions);

— L'importance de la déferlante basale sera également fonction du degré de cohésion des roches dans lesquelles se produit l'explosion [24] : ce développement sera plus important si la roche est moins cohérente.

3) Les dépôts dus à des déferlantes basales.

Après l'éruption du volcan Taal [20], on a constaté que ce type de dépôt alterne généralement avec des cinérites. On y rencontre en outre des ejecta de grande dimension retombant de la colonne centrale d'explosion.

Les dépôts de déferlante basale sont constitués par des fragments cristallins et vitreux noyés dans un ciment de cendres et de lapilli; ils sont *stratifiés*, et leur surface est *caractérisée par l'existence de dunes ayant une disposition concentrique par rapport au cratère*, la longueur d'onde de ces dunes était

de 19 m aux abords du cratère et tombait à 4 m à 2,5 km de distance. Selon Moore [19, 20] ces « dunes » sont caractérisées par :

- une stratification interne de faible pente;
- un déplacement de la crête vers l'amont;
- un côté amont plus incliné que le côté aval;
- une érosion et une destruction s'opérant par le côté amont.

Toutes ces caractéristiques sont en fait celles des « antidunes ».

Effectivement l'existence d'antidunes concentriques par rapport au cratère est caractéristique des dépôts de déferlantes basales : elles ont été décrites sous diverses dénominations dans les dépôts provenant de l'explosion nucléaire « Sedan », sur les flancs du volcan Barcena au Mexique (où elles sont accompagnées de chenaux de ravinement orientés perpendiculairement à leur ligne de crête) et enfin à la périphérie de certains maars des Etats-Unis [9].

4) Les dépôts de déferlantes basales du volcan-caldéra de Maure-Vieille (Esterel).

Cet appareil volcanique a une histoire longue et complexe. En effet, il a fonctionné de manière intermittente pendant au moins 40 MA et pour deux séries magmatiques différentes (volcanisme rhyolitique palingénétique, puis volcanisme alcalin différencié).

On a pu individualiser plusieurs périodes d'activité que l'on a dénommées :

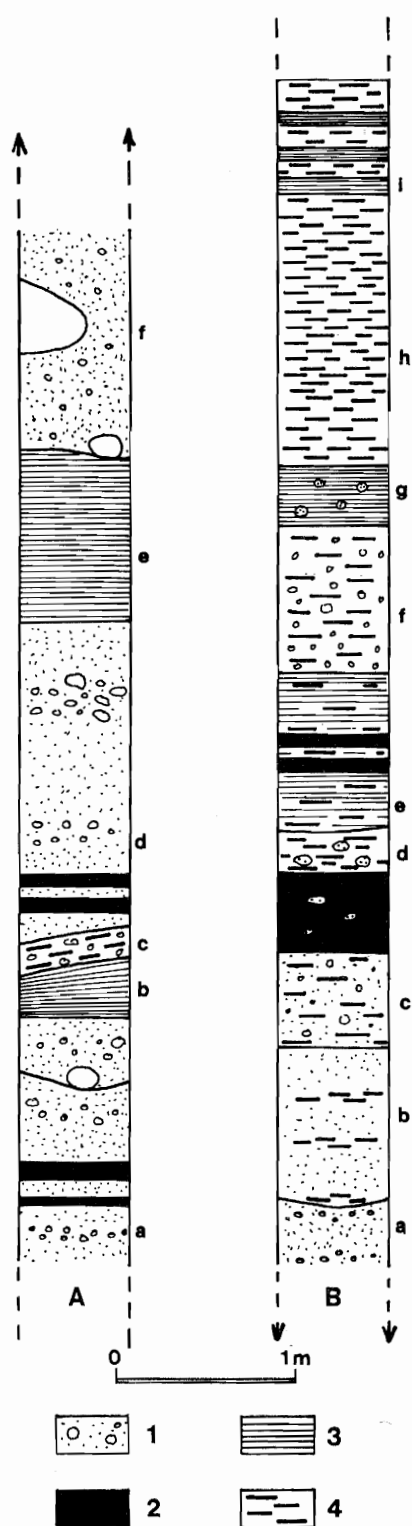
- volcanisme fissural antérieur à l'édification du strato-volcan (ou pré-volcan);
- édification du strato-volcan;
- cycle pyroméridique;
- phase de repos;
- volcanisme terminal (alcalin).

Ces différentes phases ont montré des dynamismes volcaniques différents et variés, tels qu'émissions fissurales, extrusion de dômes-coulée, caldera d'explosion et d'effondrement. C'est seulement au cours de l'édification du strato-volcan que s'est manifesté le phénomène de déferlante basale.

a) Le strato-volcan de Maure-Vieille :

C'est au cours de cette phase que le volcan a émis la plus grande quantité de matériaux. On constate que le *pendage* de ces formations (8 F)¹ est *toujours très faible* (quelques degrés à une dizaine de degrés), qu'elles montrent des alternances de niveaux présentant des caractères de roches détritiques (frag-

1. Pour la signification des symboles voir M. Boucarut [5].



ments de roches cristallophylliennes, abondance des *stratifications obliques*) et de niveaux de *tufs francs* renfermant fréquemment des « gouttes de cendre pisolithiques ».

Si l'on admet qu'il s'agit d'un strato-volcan banal, on comprend mal comment ces dépôts auraient pu se former par *simple projection aérienne*. En réalité nous pensons que le strato-volcan s'est formé à la suite d'un grand nombre d'explosions volcaniques de sub-surface dont la plupart étaient accompagnées de *déferlantes basales*.

L'ouverture récente de carrières dans les gorges de Maure-Vieille fournit une coupe continue de plus de 70 m de hauteur dans les tufs du niveau 8 F (fig. 3). On y trouve une alternance de niveaux tufacés à caractères détritiques et de niveaux de tufs francs à « gouttes de cendre pisolithiques ». L'abondance des matériaux enallogènes (fragments de roches cristallophylliennes, cristaux de muscovite, etc.) diminue lorsqu'on s'élève dans la série. Au contraire les fragments de ponces, représentant le magma juvénile alimentant les explosions, sont plus abondants vers le haut (fig. 3, coupe A et B).

b) Les dépôts de *déferlantes basales* :

Ils sont constitués pour la plus grande partie par des matériaux provenant de la pulvérisation du substratum du volcan. Ce sont des cendres, des cristaux de quartz et de sanidine et plus accessoirement des cristaux de muscovite et, enfin, des fragments de roches provenant soit du socle cristallophyllien, soit de la série permienne antérieure à l'édification du

FIG. 3. — Coupe verticale de la carrière des gorges de Maure-Vieille, entaillée dans les tufs 8.F. qui constituent le strato-volcan du même nom. A : log. dans la partie inférieure de la carrière, B : log. dans la partie supérieure. 1 : Niveaux où les éléments ont la dimension des sables et des lapilli, où les fragments de roches cristallophylliennes ne sont pas rares et qui se sont déposés par le mécanisme de *déferlante basale*; 2 : niveaux à gouttes de cendre pisolithiques (dont trois couples), dus à la retombée des cendres du nuage; 3 : niveaux à granulométrie fine (cendres et sables) mais transportés horizontalement par des *déferlantes basales*; 4 : niveaux caractérisés par la présence de ponces étirées de plusieurs centimètres au moins de longueur. Aa : niveau grossier avec des éléments de 3-4 cm; b : niveau fin (dimension des cendres), portion d'antidune; c : niveau ponceux à éléments grossiers moulant la surface de l'antidune; d : niveau plus ou moins grossier; e : niveau très grossier, avec blocs de plus de 50 cm de diamètre. Ba : niveau grossier; b : niveau plus fin que le précédent avec passées de ponces; c : niveau grossier à ponces étirées; d : niveau à ponces étirées avec des éléments de grande taille; e : niveau de cendres avec ponces étirées; f : niveau à ponces étirées et éléments plus grossiers; g : niveau de cendres avec ponces non étirées; h : niveau à ponces étirées alternant avec des strates de cendres (i).

strato-volcan : à savoir roches sédimentaires d'une part et roches volcaniques d'autre part, telles que les rhyolites ignimbritiques A 5 et A 7 et surtout des fragments de rhyolites flammées provenant soit de niveaux antérieurs (en filon dans 7 b), soit d'une première phase d'activité du magma qui provoque l'édification du strato-volcan (A 9).

Ces matériaux forment des bancs dans lesquels on trouve des stratifications obliques, des antidunes ou au contraire des stratifications planes (fig. 4, A, B, C, D, E).

Antidunes et stratifications obliques. — Les antidunes sont des structures sédimentaires que l'on trouve en général dans des chenaux alluviaux où la vitesse du courant est très élevée.

Ce type de figures a d'abord été découvert à la faveur de travaux expérimentaux d'hydrodynamique [10, 26], ce n'est que plus tard qu'on les a identifiées dans les formations géologiques sédimentaires [12].

Les antidunes (fig. 4 C) sont des structures bidimensionnelles de forme sinusoïdale dont le rapport

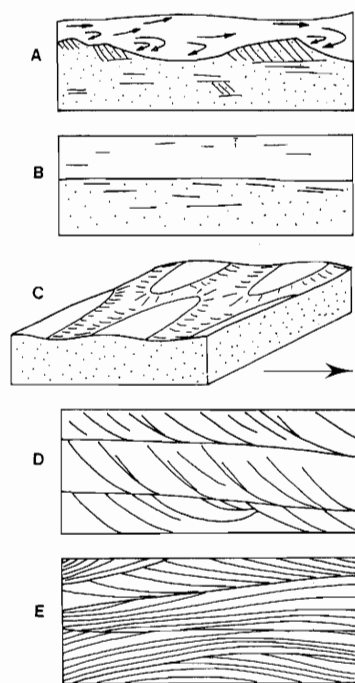


FIG. 4. — Figuration schématique des principales figures sédimentaires en fonction de la vitesse et de la charge d'un courant (La flèche indique le sens du déplacement du courant). A : Dune (d'après [26]); B : stratification plane (« plane bed ») (*idem*); C : antidunes; D : stratifications obliques résultant de l'érosion de dunes (seuls les côtés aval sont conservés, leur pendage est fort); E : stratifications obliques résultant de l'érosion d'antidunes (les stratifications internes sont peu inclinées, elles pendent soit vers l'amont soit vers l'aval).

amplitude-longueur d'onde est faible. Contrairement aux dunes, les antidunes ne provoquent pas la séparation de laminae dans le liquide, il s'ensuit un dépôt continu de sédiment. En général, la croissance des antidunes est accompagnée d'une migration de la crête qui se produit vers l'amont ou éventuellement vers l'aval. Ce phénomène donne aux antidunes un profil dissymétrique.

En pratique les antidunes se distinguent des dunes par leurs stratifications internes peu inclinées, pentées vers l'amont ou vers l'aval.

Les différents auteurs s'accordent pour considérer que lorsque la vitesse du courant est faible il se forme des *ripple-marks*, puis lorsque la vitesse et la charge du courant augmentent il se forme successivement des dunes (fig. 4 A), des stratifications planes (fig. 4 B) et des antidunes (fig. 4 C).

Simmons et Richardson [26] ont établi la notion de régime d'écoulement « inférieur » et « supérieur ».

— Dans le régime inférieur, l'écoulement est tranquille, les ondulations de la surface du liquide ne sont pas en phase avec les ondulations de la surface du sédiment, la résistance à l'écoulement est forte, la capacité de transport et la puissance d'érosion du courant sont faibles. Dans ce cas il se forme des *rides* et des *dunes*.

— Dans le régime supérieur, l'écoulement est rapide et turbulent, les ondulations de la surface du liquide et du sédiment sont en phase. La résistance à l'écoulement est faible, la capacité de transport et la puissance d'érosion du courant sont grandes. Il se forme des structures de type *stratification plane* (*plane bed*) et des *antidunes* (fig. 4 B et 4 C).

La carrière des gorges de Maure-Vieille montre des exemples de ces structures. Nous avons pu observer en particulier :

— Une disposition dissymétrique des ondulations selon que les coupes sont radiales ou tangentielles par rapport au cratère. Dans les premières il existe des *trains d'antidunes* (photographie A) et des *antidunes* isolées (photographie B) à faible longueur d'onde. Dans les secondes on constate qu'une section tangentielle d'antidune a 25 m environ de longueur.

— Une diminution de la longueur d'onde vers la périphérie du strato-volcan (de 10 m à 3 m).

— L'épaississement progressif des niveaux fins (taille des cendres et sables) vers le haut, constituant *in fine* la crête d'une antidune (photographie A).

— Le déplacement de la crête des antidunes vers l'amont (photographie B) et l'augmentation du pendage dans cette même direction (photographie B et fig. 5 B).

— L'alternance d'antidunes et de stratifications planes (photographie A et B).

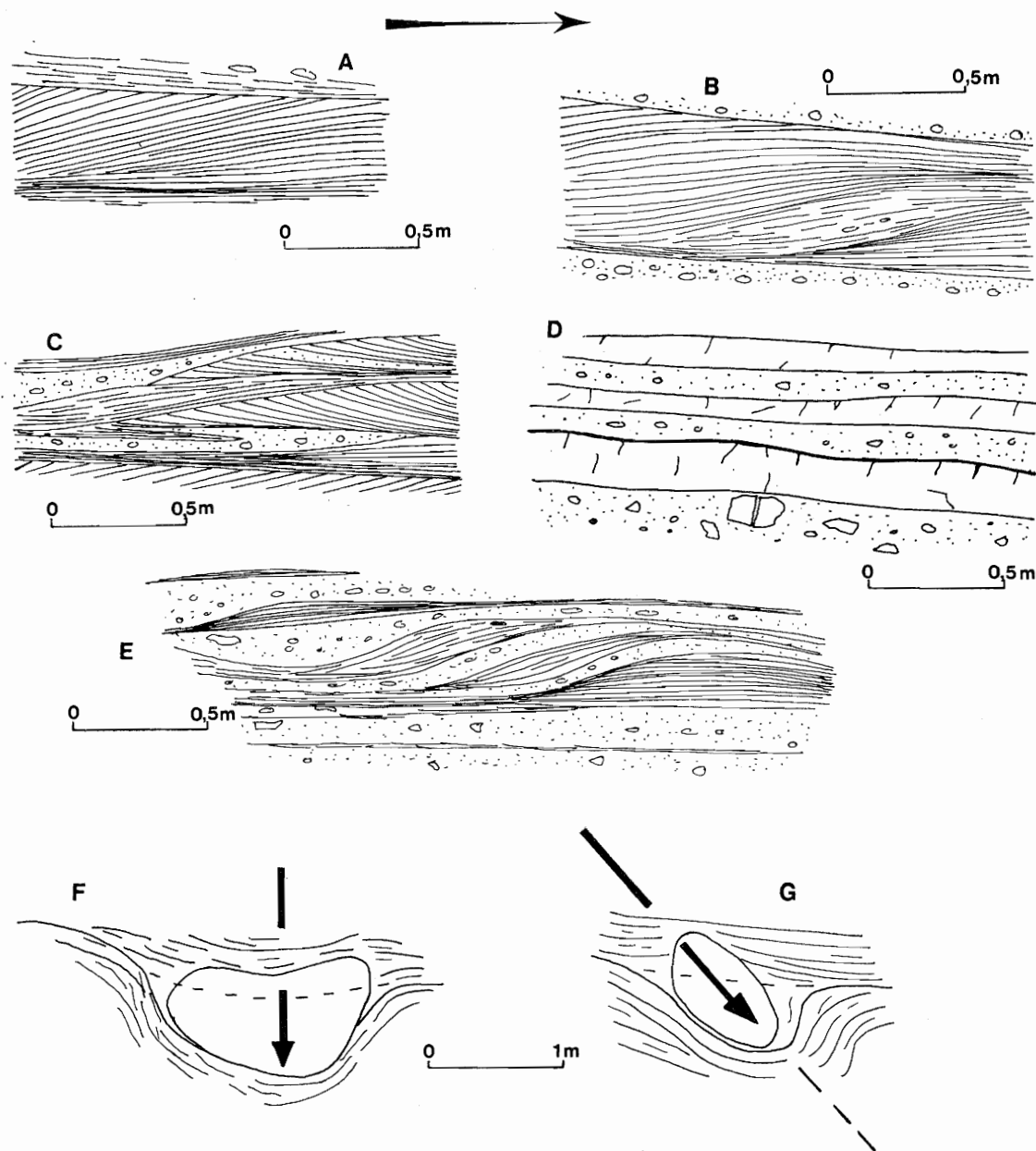


FIG. 5. — Principales structures des dépôts de déferlantes basales (La flèche indique le sens du déplacement du courant). A : antidune développée à partir de stratifications planes et recoupée par une surface d'érosion plane (Maure-Vieille); B : même exemple, mais ici les niveaux situés au-dessus et au-dessous du niveau à antidunes sont plus grossiers (Maure-Vieille); C : alternance de niveaux fins et de niveaux grossiers avec érosions mutuelles (Maure-Vieille); D : alternance de niveaux à gouttes de cendres pisolithiques et de niveaux détritiques grossiers, on remarquera les ondulations sinusoïdales au toit du niveau de cendres inférieur (Maure-Vieille); E : alternance de niveaux grossiers et de niveaux fins à antidunes (Marais de Limagne, Devès); F : bloc déformant les strates verticalement (Maure-Vieille); G : bloc déformant les strates tangentiellement (Maure-Vieille).

— L'érosion d'antidunes par des stratifications planes. Dans ce cas ces deux structures s'intègrent alors pour donner des stratifications obliques à

faible pendage différentes de celles résultant de dépôts éoliens (photographie C et fig. 5 C).

— Le fait que seuls les niveaux fins (taille des

condes et des sables) présentent des antidunes alors que les niveaux plus grossiers présentent seulement des stratifications planes (photographie A).

— Enfin qu'il coexiste des blocs *déformant les strates* et des blocs qui *ne les déforment pas* (photographie C) dont certains de grande taille.

On peut rapprocher ces antidunes de celles que l'on obtient dans les expériences d'hydrodynamique [26]. En effet elles ont des formes et des structures internes comparables; leur mode de formation à partir de stratifications planes, leur évolution par migration de crête ainsi que la formation de stratifications obliques par érosion [13] sont analogues. Enfin notons que Simmons et Richardson [26, p. 24 et fig. 28] ont également montré qu'à vitesse d'écoulement et à charge donnée, l'augmentation de la granulométrie provoquait la disparition des antidunes au profit des stratifications planes comme on l'a observé à Maure-Vieille.

Toutes ces structures ne peuvent être engendrées que par *transport et dépôt de matériel en suspension dans un fluide*. On peut donc expliquer la genèse de ces dépôts en admettant que les matériaux sont transportés par des *déferlantes basales*. Les structures décrites sont analogues à celles que l'on observe dans les chenaux alluviaux lorsque le régime « d'écoulement supérieur » est atteint. Le fluide peut alors transporter des blocs de grande dimension et les déposer sans qu'ils perturbent les strates sous-jacentes. Enfin la puissance d'érosion des *déferlantes basales* explique l'abondance des stratifications obliques.

c) Cinérites à « gouttes de cendre pisolithiques ».

Certains niveaux de cinérite des gorges de Maure-Vieille sont riches en « gouttes de cendre pisolithiques ».

Ils présentent généralement une base plane et un toit ondulé (fig. 5 D) de faible longueur d'onde. Ces niveaux homogènes à granulométrie fine sont dépourvus de stratification, on y rencontre en plus des « gouttes de cendre pisolithiques », des fragments de ponce de petite dimension (quelques millimètres). A l'intérieur d'un même niveau, les « gouttes de cendre pisolithiques » sont généralement concentrées dans la partie médiane du banc, mais elles ne sont pas classées.

Ces caractères opposent ces niveaux cinéritiques à ceux qui sont associés aux *déferlantes basales*. En réalité ils correspondent à la *retombée des matériaux de la colonne centrale et du panache de cendre*.

Les ondulations que l'on trouve parfois au toit de ces niveaux (fig. 5 D) peuvent alors s'interpréter comme des antidunes provoquées par le passage

d'une *déferlante basale* au-dessus du niveau de cinérite, comme c'est le cas lorsqu'une lame d'eau provoque la formation d'ondulations à la surface d'un sédiment dans un chenal parcouru par un courant rapide.

d) Blocs déformants :

A côté des blocs non déformants qui sont intimement associés aux *déferlantes basales* il existe dans les tufs du strato-volcan des *blocs qui déforment les strates sous-jacentes* (photographie D, fig. 5, F et G). On peut définir deux types de déformations : les unes sont symétriques (fig. 5 F), on en conclut alors que les blocs sont tombés verticalement, c'est-à-dire que leur chute n'était commandée que par la gravité; les autres sont dissymétriques (fig. 4 G) : les blocs étaient alors projetés dans l'atmosphère suivant une trajectoire plus tendue. La position du bourrelet de déformation montre que les blocs provenaient du cratère de Maure-Vieille.

Les blocs déformants correspondent aux fragments qui ne sont pas englobés dans les *déferlantes basales*, mais qui sont projetés dans la colonne centrale. Les différents types de trajectoires de ces blocs sont reproduits dans la figure 1 (A, B, C) en tiretés.

5) Maars du Devès.

Le massif du Devès est situé entre les hautes vallées de la Loire et de l'Allier; c'est un horst cristallin, recouvert de basaltes villafranchiens [6].

La crête de ce massif est allongée selon une des directions principales des alignements volcano-tectoniques du Massif central français (NW, SE [16]); elle est jalonnée par des cônes de scories et par des maars, dont les principaux sont du N au S : Chanutzier, Vazeilles, l'Espitallet, Marais de Limagne, lac du Bouchet, Landos, la Sauvetat et Prataclaux, auxquels il faut ajouter ceux d'Issarles et du Suc du Pal et de Bauzon situés au SE des précédents [7]. Ces maars se présentent généralement sous forme de dépressions à fond plat, peu profondes et d'environ 1 km de diamètre pour les plus grandes, entourées d'un anneau de brèches² peu épaisses.

Leur étude pétrographique montre qu'elles se divisent en deux catégories.

— Les unes sont principalement constituées par des matériaux granitiques dont la nature est comparable à celle d'une arène, auxquels s'ajoutent des lapilli basaltiques (30 %).

2. Nous conserverons ici le terme de brèche d'explosion employé par Bout [6, 7] car les dépôts de *déferlantes basales* n'ont pas encore reçu de dénomination spécifique.

— Les autres montrent une répartition inverse de ces proportions, il s'agit de lapilli contenant des fragments de tachylites et de bombes volcaniques et en proportion plus faible de matériaux principalement granitiques (30 % en moyenne).

Ces deux types de brèches sont caractérisés par leur faible cohérence, leur faible pendage et l'alternance de lits réguliers formés d'éléments de granulométrie identique ou différente.

Les maars d'Issarlès et du Pal et certains maars du Devès permettent de constater que les brèches à dominante basaltique reposent sur les précédentes lorsqu'elles existent. Cette succession montre donc un enrichissement en matériel basaltique au cours du temps.

Les carrières entaillées dans les brèches du maar de Sauvetat (à l'E du village du même nom en bordure de la R.N. 102) et dans celles du Marais de Limagne (à l'W de Lapeyre, Haute-Loire) montrent un certain nombre de caractères rappelant les dépôts de déferlantes basales. Dans les coupes tangentielles par rapport aux cratères d'explosion, les lits sont parallèles alors que dans celles qui sont radiales il existe des stratifications obliques à faible pendage dont certaines sont inclinées vers l'amont. Il existe également quelques rares antidunes dont la migration de crête et le plus fort pendage sont également dirigés vers l'amont (fig. 5 E).

Dans ce cas, on constate que les matériaux se répartissent en niveaux de granulométrie variable. Les stratifications obliques et les antidunes ne sont bien développées que dans les niveaux plus fins, les autres niveaux présentant des stratifications planes. Ici encore on constate que certains blocs qui peuvent atteindre jusqu'à 50 cm de diamètre, déforment les strates sous-jacentes alors que d'autres ne les déforment pas.

L'aspect « sédimentaire » de l'ensemble de ces formations, leur mode de litage, leur pendage faible, l'existence de stratifications obliques à faible pendage et d'antidunes dans les coupes radiales, l'existence de blocs non déformants, sont autant de caractères qui nous amènent à considérer que ces dépôts sont dus pour la plus grande part à des *déferlantes basales*. L'absence de cinérites à gouttes de cendre pisolithiques mais la présence de blocs déformants et la nature des dépôts permettent de supposer que les matériaux projetés à la verticale étaient essentiellement grossiers.

L'existence de nombreux lits et de deux formations principales interdit de considérer que ces maars sont dus à une seule explosion. La nature des matériaux indique que les premières explosions ont probablement remanié d'anciennes arènes granitiques et pulvérisé le socle, l'apport de magma juvénile

étant alors peu important, ensuite au contraire l'accession du magma basaltique vers la surface était plus aisée. D'autre part si les premières explosions correspondent probablement à la vaporisation de la nappe phréatique (matériel granitique dominant) celles qui se sont produites ensuite étaient probablement dues à une action plus importante des gaz magmatiques. De plus il est probable qu'après les premières explosions, il s'était installé un lac dans le cratère, ce qui n'a pu que renforcer la puissance des explosions.

II. — GOUTTES DE CENDRE PISOLITHIQUES ET STRUCTURES ANALOGUES.

P. Bordet avait déjà signalé ces objets [1, 2] dans le massif de l'Esterel; les gisements sont nombreux mais nous ne décrirons que ceux qui se trouvent dans le niveau 8. F. et à la base de la rhyolite A. 7.

1) Niveau 8. F.: gouttes de cendre pisolithiques et balles de boue.

Ce niveau est formé de tufs acides qui se sont déposés sur la quasi-totalité du massif depuis le cours du Blavet à l'W, jusqu'à Maure-Vieille à l'E où ils sont associés aux dépôts de déferlantes basales et constituent le strato-volcan dont on a déjà précisé le mode de formation. Nous avons vu qu'à Maure-Vieille, il existe plusieurs niveaux à « gouttes de cendre pisolithiques ». Au contraire, dans le reste du massif de l'Esterel, il n'en existe qu'un seul: l'un de nous a montré [5] qu'il correspondait à une explosion plus importante qui a provoqué la destruction de la partie centrale du strato-volcan de Maure-Vieille.

Les « gouttes de cendre pisolithiques ».

Ces objets ont été désignés dans la littérature sous diverses dénominations. Dans son article consacré aux « oolithes volcaniques du Mont-Dore », R. Brousse [8] en rappelle un certain nombre. Sur le plan descriptif le terme qui évoque le mieux leur forme et leur structure serait celui d'« yeux d'oiseaux » proposé par Mitchell en 1929.

Le terme d'« oolithe volcanique » nous semble impropre car ces objets n'ont ni la dimension ni la structure de véritables oolithes. Dans ce qui suit, nous préférons utiliser le terme de *gouttes de cendre pisolithiques*.

Description. — Ces gouttes de cendre pisolithiques ont des dimensions généralement inférieures au centimètre. Leur forme est habituellement ellipsoïdale aplatie (fig. 6, A et B). Elles sont constituées par un cœur et un cortex de dimension plus modeste. Les matériaux du cœur ont la même granulométrie que ceux de la roche encaissante. Ils ne sont ni classés, ni zonés; le cortex au contraire est constitué d'une ou plusieurs zones concentriques dont la granulométrie décroissante vers la périphérie est inférieure à celle du cœur; dans certains cas ce cortex peut être dissymétrique (fig. 6 B). Certaines « gouttes de cendre » peuvent être brisées (fig. 6 C) ou déformées (fig. 6 D, E, F); ces faciès particuliers se rencontrent de préférence à la base des bancs.

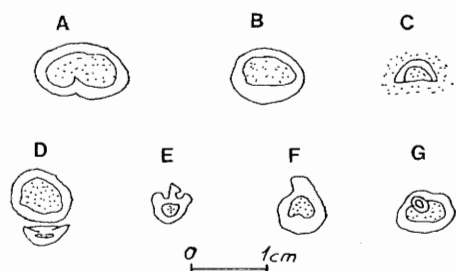


FIG. 6. — Morphologie des gouttes de cendre pisolithiques. La partie pointillée représente le cœur plus grossier et non classé. A : Aplatie; B : cortex dissymétrique; C : brisée; D : écrasée; E et F : déformées; G : double.

Ces caractères sont comparables en tous points à ceux que l'on décrit en général dans la littérature, citons en particulier Moore et Peck [18] et Brousse [8].

Mode de formation des gouttes de cendre pisolithiques. — Parmi les mécanismes proposés, celui invoqué par Moore et Peck [18] nous semble partiellement satisfaisant : en effet ces auteurs considèrent que : « As the eruptive cloud rises to great heights, cooling causes condensation of moisture derived from the vent and perhaps also from air flowing in from the surrounding regions. The condensed moisture causes rapid agglutination of ash in the cloud, forming cores of accretionary lapilli. The rapidity of this phase of the formation is indicated by the relatively coarse and unsorted nature of ash in the cores and the lack of concentric structure and tangential mineral orientation »³. En revanche, on

ne peut pas retenir le mécanisme invoqué pour la formation du cortex, à savoir que la teneur en eau diminue au cours de la chute, à cause du réchauffement dans la partie basse du nuage.

Nous considérons que lorsque ces gouttes d'eau chargées de particules se sont formées il existe alors à leur surface une tension superficielle importante. Au cours de leur trajet dans le nuage volcanique, elles agglutinent à leur périphérie des particules dont le poids ne saurait être supérieur à la force exercée par les tensions superficielles, ceci explique que la granulométrie du cortex diminue progressivement. Au cours de cette évolution la goutte initiale s'enrichit en éléments solides et atteint la consistance d'une boue épaisse.

Autre types de structures : gouttes de cendre pisolithiques doubles. — Il existe dans le strato-volcan de Maure-Vieille des gouttes de cendre pisolithiques doubles (fig. 6 G). Ce qui montre qu'une première goutte de cendre pisolithique formée dans un nuage en cours de refroidissement se trouve emprisonnée dans la colonne ou le nuage de l'explosion suivante; elle joue alors le rôle de germe de condensation pour les cendres de la deuxième explosion.

Balles de boue.

Il existe dans le secteur du Reyran des nodules de tufs à gouttes de cendre pisolithiques qui présentent des structures très particulières. P. Bordet [2, p. 159] les avait décrits en ces termes : « leur forme peut être simple et à peu près sphérique ou, au contraire, assez compliquée; certains portent des traces de déformations mécaniques réalisées lorsqu'ils étaient à l'état pâteux; aplatissement, écrasement, fissurations, empreinte de grains de sable, etc.; ceci empêche de les considérer comme de simples concrétions... ».

Il faut ajouter que ces « balles de boue » se divisent en trois groupes morphologiques principaux. Les unes sont composées d'une seule balle, elles sont généralement tassées sur la face montrant les empreintes du sol sableux (fig. 7 A). Les autres ont la même morphologie mais elles montrent à leur périphérie des balles de plus petite dimension qui se présentent comme des bourgeons de la balle principale; en section il n'existe pas de discontinuité dans la roche entre le prolongement de deux balles (fig. 7 B et C). Enfin le dernier groupe correspond semble-t-il à une évolution plus poussée de ce phénomène, dans ce cas la balle principale n'est plus visible que sur une petite surface et elle est presque totalement encapuchonnée; dans ce cas on n'observe plus d'empreintes de sable.

3. « Lorsqu'un nuage volcanique s'élève dans l'atmosphère le refroidissement provoque la condensation brusque de l'eau contenue dans le nuage, ce qui entraîne la formation du cœur des gouttes de cendre pisolithiques qui est caractérisé par une granulométrie grossière et par l'absence de granoclassement et de structure concentrique ».

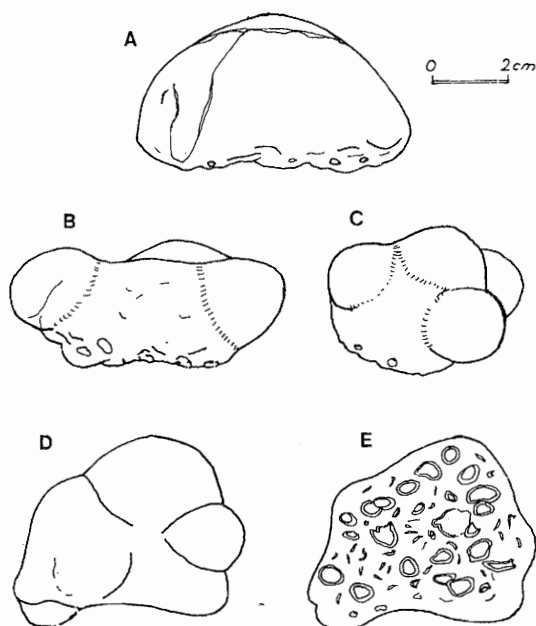


FIG. 7. — Morphologie des balles de boue. A : Type simple avec fractures; B, C, D : types complexes; E : section de balle de boue montrant des gouttes de cendre pisolithiques dont certaines sont brisées.

Ces nodules correspondent peut-être à des « balles de boue » tombées de l'atmosphère; nous pensons qu'elles se seraient alors formées à cause de l'éclatement d'un orage localisé dans le secteur du Reyran (fig. 8) au-dessus ou dans le nuage volcanique à « gouttes de cendre pisolithiques ». Le nuage de cendre se serait alors transformé en nuage de boue par apport d'importantes quantités d'eau, il en résulterait alors une chute de « balles de boue » comme cela a déjà été signalé par Hovey [14] et Pratt [22].

Ce mode de formation expliquerait l'abondance des « gouttes de cendre pisolithiques » brisées, la

coalescence de plusieurs balles au cours de leur chute, la disposition anarchique de ces nodules agglutinés, et leur dimension importante (jusqu'à 10 cm). Il faut ajouter qu'en entrant en contact avec le sol, certains se tassent, se déforment ou se fracturent, ce qui montre que leur cohésion était suffisamment importante pour qu'ils n'éclatent pas.

Cependant il faut souligner que dans le secteur du Reyran (rive droite) il existe des « balles » montrant une stratification analogue à celle de la roche encaissante, dans ce cas il pourrait s'agir de simple concrétionnement, ce qui expliquerait l'absence de zonation.

2) Niveau A.7. : gouttes de cendre sans cortex et nodules géants.

L'observation de gouttes de cendre non pisolithiques confirme ce mécanisme de formation. On rencontre des gouttes à la base de la rhyolite ignimbrique A.7. L'affleurement donnant la coupe clef se trouve à l'E de la piscine du lotissement du Capitou de l'Esterel. On y constate que la partie inférieure de l'ignimbrite est très friable et prend vers le mur un aspect de plus en plus tufacé comparable à celui des tufs sous-jacents (fig. 9). Il existe des gouttes de cendre sans cortex aussi bien dans les tufs que dans la partie basale de la coulée d'ignimbrite. Dans cette dernière les gouttes de cendre sont de plus en plus déformées et métamorphosées en s'éloignant du mur. Enfin un mètre environ au-dessus du mur il existe un alignement de trois « nodules » géants, le plus grand mesure 43 cm × 38 × 28⁴.

4. Deux de ces « nodules géants » sont déposés au Lab. de Pétrologie-Minéralogie de l'Université de Nice, leur contre-empreinte et le troisième nodule sont encore visibles sur le terrain.

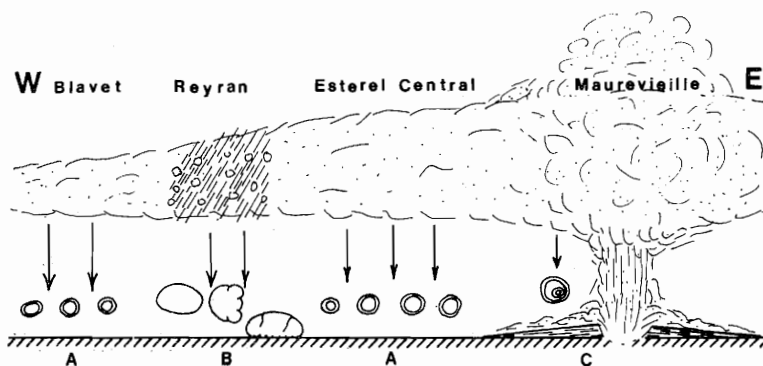


FIG. 8. — Schéma hypothétique montrant la répartition des divers types de gouttes de cendre pisolithiques et des balles boue dans l'Estérel. A : Goutte de cendre pisolithique; B : balle de boue (orage localisé); C : dépôts à gouttes de cendre pisolithiques en alternance avec les dépôts de déferlantes basales.

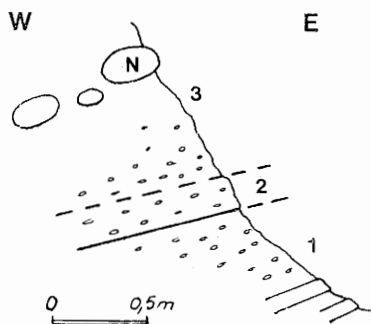


FIG. 9. — Coupe du Capitou de l'Esterel à la base de la rhyolite ignimbritique A.7. 1: Tufs et cinérites à gouttes de cendre sans cortex; 2: mur tufacé de la coulée ignimbritique A.7.; 3: rhyolite ignimbritique A.7. avec gouttes de cendre sans cortex et nodules géants (N).

CONCLUSION.

Les déferlantes basales sont des nuages de gaz et d'ejecta qui se forment à la base de la colonne centrale des explosions souterraines ou sous-marines qu'elles soient nucléaires, chimiques ou volcaniques.

Ces déferlantes se déplacent à grande vitesse, transportent des quantités importantes de matériaux à une température peu élevée, et sont susceptibles d'éroder les formations antérieures.

Ce mécanisme particulier permet de résoudre les problèmes que posaient les formations de certains appareils volcaniques, tels que le strato-volcan de Maure-Vieille (Permien de l'Esterel) et les maars du Devès (Massif central français): à savoir leur faible cohérence lorsqu'ils n'ont pas été affectés par la diagenèse (Devès), leur faible pendage (inférieur à 10°), l'existence d'antidunes et de stratifications obliques à faible pendage, la proportion élevée des fragments de roches du substratum, ainsi que la coexistence de blocs déformants et non déformants.

Il convient de souligner que dans le cas du Devès, il s'agit probablement d'explosions phréatiques, associées à un volcanisme basaltique alcalin, alors qu'à Maure-Vieille il s'agit d'explosions répétées

dues au degré d'explosivité élevé des magmas rhyolitiques.

Ces explosions pliniennes accompagnées de déferlantes basales donnent également naissance dans le massif de l'Esterel à des cinérites à « gouttes de cendre pisolithiques » correspondant à la retombée du panache de la colonne d'explosion. Ces gouttes se forment dans les nuées volcaniques en deux temps: tout d'abord par une condensation brutale de l'eau qui se charge de particules en suspension dans le nuage (cœur de la future goutte), ensuite formation d'un cortex de particules fines par le mécanisme de tension superficielle.

Ce mode de formation est confirmé par le fait que, dans l'Esterel, les gouttes de cendre qui se forment au mur refroidi des coulées ignimbritiques ne possèdent pas de cortex.

Ces nodules géants ont la même forme ellipsoïdale qu'une goutte de cendre, et sont composés par une roche analogue à celle qui forme la base de la coulée, en particulier on retrouve à l'intérieur des gouttes de cendre de l'ordre du centimètre, dépourvues de cortex et métamorphisées.

L'étude pétrographique de cette coupe nous a amenés à conclure que les niveaux se trouvant au-dessous des « nodules géants » s'étaient déposés à froid (probablement au-dessous d'une centaine de degrés). On peut donc envisager que la base de la coulée ignimbritique, qui avait déjà parcouru 13 km depuis le point de sortie principal, s'est alors refroidie au contact du substratum, et que la condensation de l'eau dans le nuage ignimbritique a une fois encore donné naissance à des gouttes de cendre. *Mais ces gouttes, s'étant déposées presque immédiatement après leur formation, n'ont pas eu la possibilité d'acquies un cortex zoné.*

Quant aux « nodules géants », ils se sont probablement formés au contact entre l'ignimbrite refroidie (température inférieure à une centaine de degrés) et l'ignimbrite encore chaude. Ils proviendraient du remaniement de la base de la coulée au cours de la mise en place de l'ignimbrite; il faut souligner qu'il n'apparaît aucune discontinuité entre ces deux zones, à l'exception des « nodules géants ».

BIBLIOGRAPHIE

- [1] BORDET P. (1945). — Traces de gouttes de pluie dans les tufs rhyolitiques de l'Esterel. *C. R. somm. S.G.F.*, p. 34.
 [2] BORDET P. (1951). — Etude géologique et pétrographique de l'Esterel. Thèse, Paris.
 [3] BOUCARUT M. (1964). — L'âge des formations

- volcano-sédimentaires de la caldera de Maure-Vieille, Esterel oriental (Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 269, p. 4306-4308.
 [4] BOUCARUT M. (1965). — Stratigraphie des tufs acides de la caldera de Maure-Vieille (Esterel). *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. 37, p. 249-259.

- [5] BOUCARUT M. (1971). — Etude volcanologique et géologique du massif de l'Esterel (France). Thèse, Nice.
- [6] BOUT P. (1960). — Le Villafranchien du Velay et du bassin hydrographique moyen et supérieur de l'Allier. Thèse, impr. Jeanne d'Arc, Le Puy-en-Velay, 344 p.
- [7] BOUT P. (1970). — Problèmes du volcanisme. *Rev. d'Auvergne*, t. 84, n° 1, p. 29-73.
- [8] BROUSSE R. (1964). — Des oolithes volcaniques dans le massif du Mont-Dore. *B. S.G.F.*, (7), t. 6, (3), p. 402-412.
- [9] FISHER R. V. et WATERS A. C. (1970). — Base surge bed forms in maar volcanoes. *Amer. Jour. Sc.*, vol. 268, p. 157-180.
- [10] GILBERT G. K. (1914). — The transportation of debris by running water. *U.S. geol. Surv., Prof. Paper*, 86, p. 1-263.
- [11] GLASSTONE S. (1950). — The effects of atomic weapons. Los Alamos (N.M.), *Los Alamos Sci. Lab.*, U.S. Atomic Energy Comm., 456 p.
- [12] HAND B. M., WESSEL J. M. et HAYES M. O. (1969). Antidunes in the Mount Toby conglomerate (triassic) Massachusetts. *Jour. sed. Petrol.*, vol. 39 (4), p. 1310-1316.
- [13] HAND B. M. (1969). — Antidunes as trochoidal waves. *Ibid.*, vol. 39, n° 4, p. 1320-1309.
- [14] HOVEY E. O. (1902). — Martinique and St-Vincent; a preliminary report upon the eruption of 1902, *Bull. amer. Mus. nat. Hist.*, vol. 16, p. 333-372.
- [15] JOPLING A. V. et WALKER R. G. (1968). — Morphology and origin of ripple-drift cross lamination with examples from the pleistocene of Massachusetts. *Jour. sed. Petrol.*, vol. 38, p. 971-984.
- [16] JUNG J. et BROUSSE R. (1962). — Les provinces volcaniques néogènes et quaternaires de la France. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVIII, n° 267.
- [17] MITCHELL G. M. (1929). — The succession and structure of the Borrowdale volcanic series in Troutbeck, Kentmere, and the western part of long Sledalle (Westmoreland). *Quart. Journ. geol. Soc., London*, vol. 85, p. 9-42.
- [18] MOORE J. G. et PECK D. L. (1962). — Accretionary lapilli in volcanic rocks of the eastern continental United States. *Jour. Geol.*, vol. 70, p. 182-193.
- [19] MOORE J. G., NAKAMURA K. et ALCARAZ A. (1966). — The 1965 eruption of Taal Volcano. *Sciences*, vol. 151, n° 3713, p. 955-960.
- [20] MOORE J. G. (1967). — Base surge in recent volcanic eruptions. *Bull. volcanol.*, t. 30, p. 337-363.
- [21] OLLIER C. D. (1967). — Maars, their characteristics, varieties and definition. *Ibid.*, t. 31, p. 45-72.
- [22] PRATT W. E. (1911). — The eruption of Taal volcano, Jan. 30. *Philippine Jour. Sci.*, vol. 6, p. 63-86.
- [23] ROBERTS W. A. et CARLSON R. H. (1962). — Ejects studies, Project Sedan. *Univ. Calif., Lawrence Radiation Lab., P.N.E.*, 217 F, 62 p.
- [24] ROHER R. (1965). — Base surge and cloud formation. Project pre-Schooner, Calif. Univ., Livermore, *Lawrence Radiation Lab., P.N.E.*, 503 F, 10 p.
- [25] SHROCK R. (1948). — Sequence in layered rocks. New-York, Mac Graw-Hill Book Comp.
- [26] SIMMONS D. B. et RICHARDSON F. V. (1966). — Resistance to flow in alluvial Channels. *U. S. geol. Surv., Prof. Paper*, 4227, p. J1-J61.

LÉGENDE DES PLANCHES II ET III

PLANCHE II

Tufs 8.F. de Maure-Vieille, déposés par le mécanisme de déferlante basale. Les flèches sont dirigées vers le cratère.

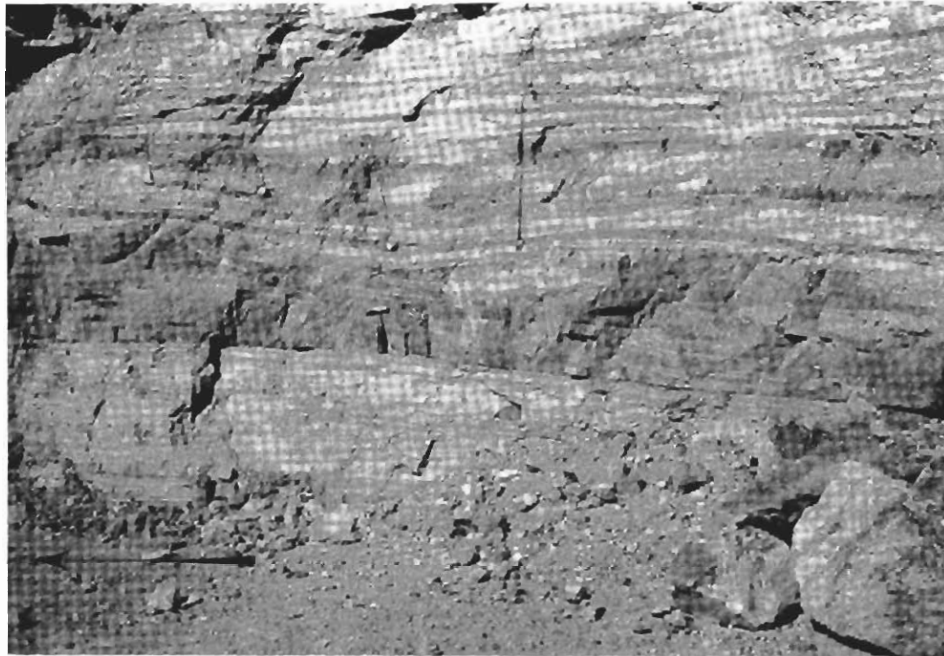
FIG. 1. — Photogr. A : Train d'antidunes et stratification plane (*plane-bed*).

FIG. 2. — Photogr. B : Antidune avec déplacement de la crête vers l'amont.

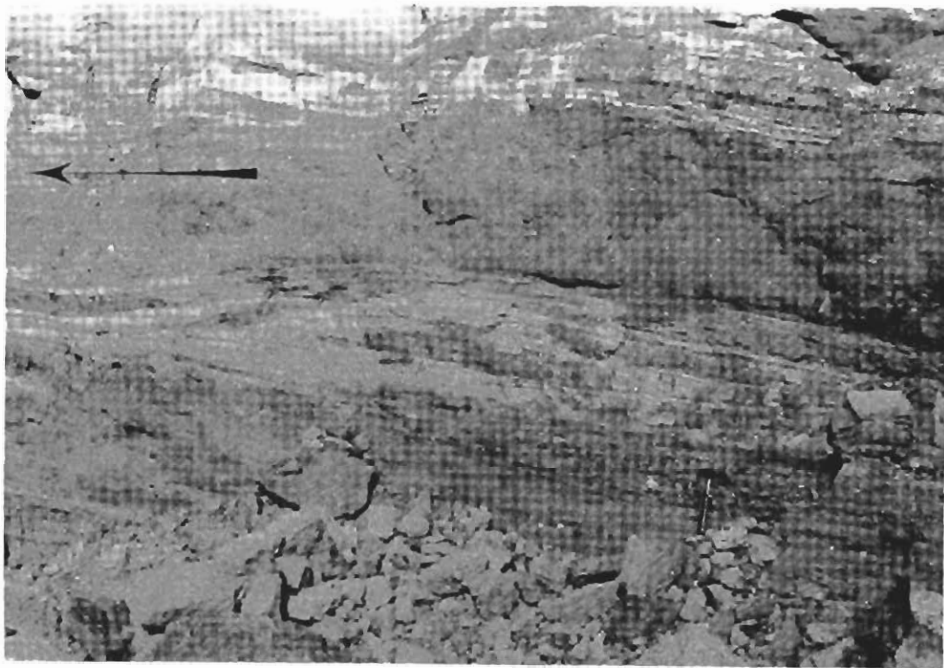
PLANCHE III

FIG. 1. — Photogr. C : Stratification oblique à faible pendage, due à l'érosion d'antidunes par des stratifications planes. Remarquer l'existence de blocs non déformants (B.1.) et d'un bloc déformant (B.2.).

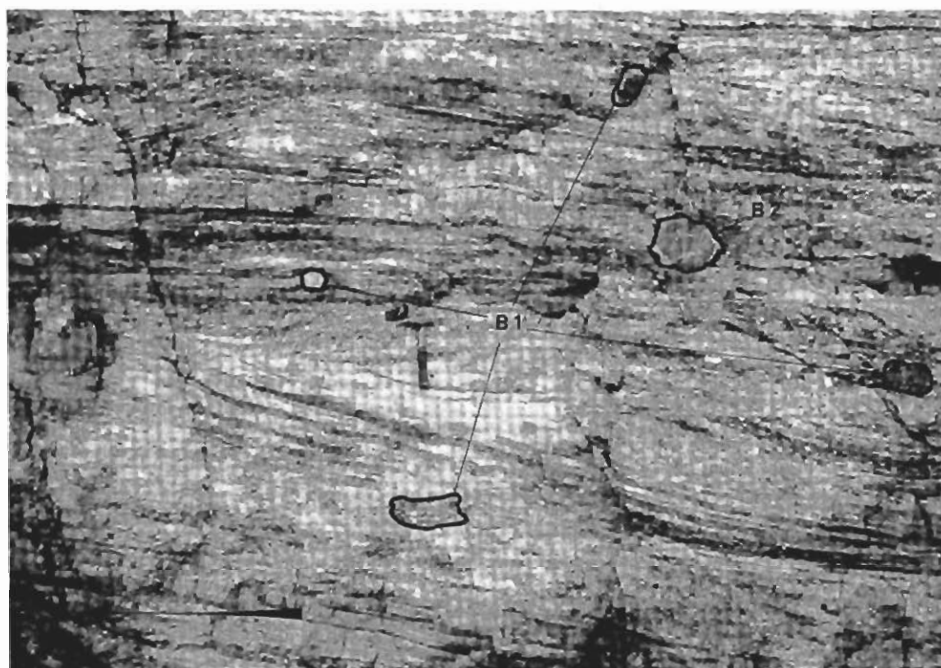
FIG. 2. — Photogr. D : Bloc déformant (B.2.) tombé à la verticale et provoquant une déformation symétrique par rapport à cette direction. Comparer avec la figure 7a. extraite de cette photo.



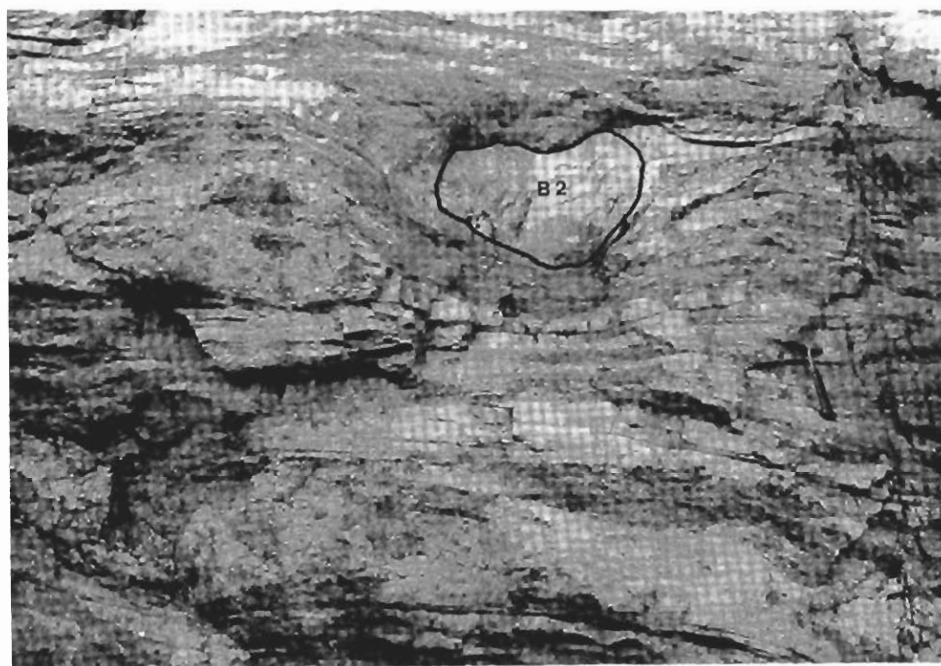
A



B



C



D