

DEUXIÈME PARTIE



Mesures des températures

Les mesures de température reproduites ci-dessous ont été effectuées au moyen d'un pyromètre à filament disparaissant HORLBORN-KURLBAUM. Le principe de cet appareil est le suivant : partant du fait que l'intensité de la lumière émise par un corps noir incandescent est une fonction connue de la température absolue du corps (loi de WIEN), on compare l'intensité lumineuse de l'objet dont on désire connaître la température avec celle du filament d'une lampe montée dans le plan focal d'un télescope. On ajuste, au moyen d'une résistance réglable, l'intensité du courant de filament de façon à égaler l'éclat du filament et celui de l'objet. On lit alors la valeur du courant au moyen d'un milliampèremètre qui peut être gradué directement en degrés centigrades. Une série de filtres, d'opacité variable, permettent d'opérer sous une longueur d'onde donnée ($0,65 \mu$) dans différents intervalles de température. L'instrument est commode, portatif et précis (± 10 à 1200 °C); son grand avantage est de permettre la mesure des températures en des points parfaitement inaccessibles.

Si l'objet, dont on désire connaître la température, n'est pas un corps noir, c'est-à-dire si son coefficient d'absorption pour la longueur d'onde choisie est plus petit que l'unité, les mesures doivent être augmentées d'une quantité qui dépend de la température et de ce coefficient d'absorption. Cette correction se détermine de façon simple au moyen d'une abaque fournie par le constructeur de l'appareil.

Le coefficient d'absorption a été mesuré au laboratoire, en introduisant dans un four de température connue un échantillon de lave, dont on mesure la température au moyen d'un pyromètre optique. La comparaison de la température du four et de la valeur lue au pyromètre permet de déterminer immédiatement la valeur du coefficient d'absorption. Pour un échantillon de lave vitreuse non vésiculaire (tachylite CBI 12, analyse p. 161), il est de 0,68; pour un fragment vésiculaire d'une bombe (échantillon CBI 113), il est de 0,78. A 1050 °C, des variations d'une unité de la première décimale correspondent à des écarts de température de 10 °C, du même ordre que l'erreur des lectures elles-mêmes; on peut donc adopter, sans faire une erreur trop grande, une valeur moyenne de 0,73. La correction, qui en résulte, est à 1000 °C de 20 °C, et à 1100 °C de 25 °C environ.

'Au moment où les mesures ont été effectuées, le coefficient d'absorption de la lave n'était pas connu, et les valeurs obtenues, indiquées dans le texte entre parenthèses, sont par conséquent trop faibles. Il a paru utile cependant de les donner en même temps que la valeur corrigée, parce que le coefficient d'absorption mesuré au laboratoire n'est pas nécessairement égal à celui

de la lave « juvénile » qui vient au jour pour la première fois au volcan. Il est évident qu'entre le moment où la lave apparaît à la surface et celui où elle est introduite dans le four du laboratoire, elle a subi un nombre considérable de modifications, oxydation à l'air, solidification, évaporation des gaz, réfusé incomplète, qui sont de nature à modifier sa composition chimique et son coefficient d'absorption.

Outre cela, il s'est présenté des cas où on pourrait hésiter à corriger la température lue au pyromètre. Une cavité souterraine, dont les parois sont incandescentes et que l'on observe par une très petite ouverture et, d'une façon générale, toute substance en équilibre thermique avec le milieu ambiant, constitue un corps noir et, dans ce cas, il n'est pas nécessaire d'appliquer une correction.

Dans le cas notamment des mesures faites par les ouvertures de la voûte du tunnel, on peut hésiter à l'appliquer.

Le soupçon que ces corrections ne sont pas nécessaires, est renforcé par le fait que les lectures faites dans des conditions de « corps noir » sont toujours supérieures aux autres. En fait, un cas s'est présenté¹ où la différence entre la température de la lave (1020 °C) et celle de la voûte (1040 °C) du conduit, donc de sortie, était précisément égale à la correction de 20 °C, correspondant à un coefficient d'absorption de 0,73.

Dans le tableau qui suit, toutes les lectures ont été corrigées; un astérisque indique celles où la correction n'était peut-être pas nécessaire. On observera que le fait que cette correction a peut-être été appliquée erronément dans certains cas, ne fait que réduire les différences de température observées et confirmer, par conséquent, la conclusion que la température de la lave est à peu près constante, où qu'on l'observe.

Pour interpréter ces résultats, il est nécessaire de se souvenir que la température mesurée est toujours la température superficielle de la lave. Celle-ci se refroidit rapidement à l'air et se recouvre en l'espace de quelques secondes d'une croûte plastique noire. Il en résulte que la température paraît toujours plus élevée aux points où un dégagement de gaz ou une cause d'agitation quelconque déchirent la croûte superficielle et amènent à la surface les couches immédiatement inférieures demeurées plus chaudes.

Ce fait a été mis en relief d'une façon particulièrement frappante par une série de mesures le long de la rivière de lave. Cette rivière coulait, depuis le mois de mai 1938, dans un tunnel dont la voûte, heureusement inachevée ou partiellement effondrée offrait une série d'ouvertures (numérotées de 1 à 4 d'amont vers l'aval), grâce auxquelles la lave demeurait bien visible. La pente du terrain étant assez irrégulière, la vitesse du torrent de lave variait considérablement d'un point à l'autre. A l'ouverture n° 1, quelques mètres en aval de la source, la lave coulait paisiblement et se recouvrait partiellement de fragments de croûte charriés comme des glaçons; à l'ouverture n° 4, au contraire, quelques centaines de mètres

1. Mesure faite le 19 mai 1938, à 10 h 40, au bassin nord.

N°	DATE de la mesure	DESCRIPTION	Tempér. corrigée (A. = 0,73) en degrés centigr.	REMARQUES
1	2/III	Gueulard du cône 2	1000 à 1065	
2	12/III	Gueulard du cône 2	960	Mesures faites du camp à 1500 m de distance.
3		Gueulard du cône 4	980	
4	14/III	Gueulard du cône 2	1000	
5		Lave à la source du torrent	1040	
6	15/III	Gueulard nord du cône 2	1065*	
7		Gueulard sud du cône 2	1010	
8		Petit orifice nord	1020*	
9	17/III	Petit orifice nord	980	
10		Gueulard nord du cône 2	1020	
11		Gueulard sud du cône 2	900	
12		Gueulard nord du cône 2	1000	
13	31/III	Température sous la voûte formée à la source du torrent	1085*	
14		Lave à la source du torrent	1050	
15	4/IV	Lave entrant dans le lac	1040, 1065 à 1075	
16		Fontaine sur le lac	1065 à 1070	
17	5/IV	Lave à la source du torrent	1010 à 1050	
18		Lave entrant dans le lac	1010	
19		Fontaine sur le lac	1030	
20		Gueulard du cône 4	1050	
21	16/IV	Lave sous 1 ^{er} pont du torrent	1105 à 1125*	
22	18/IV	Gueulard du cône 4	1040	
23	19/IV	Lave à la source du torrent	1065 à 1085	
24		Lave entrant dans le lac	1085	
25		Fontaine cône N.E. du lac	1085	
26		Fontaine berge N.E. du « fjord »	1070	
27	20/IV	Lave s'écoulant du cône 5	1050 à 1075	Mesures à une heure et demie d'intervalle.
28	21/IV	Gueulard du cône 4	1040	
29		Lave à la source du torrent	1065	
30	12/V	Paroi orifice nord 2	1010	
31	13/V	Gueulard du cône 7	1050	
32		Paroi orifice 2	1020 à 1030	
33		Petit orifice satellite	990 à 1010	
34		Température sous la voûte du chenal d'alimentation du bassin nord	1085*	
35		Gueulard du cône 7	1065*	
36	14/V	Ouverture 1 du tunnel, vue vers l'amont	1085*	
37		Ouverture 1 du tunnel, vue vers l'aval	1010	
38	15/V	Orifice nord 2	1025	
39		Voûte du chenal d'alimentation du bassin nord	1040*	
40	16/V	Voûte du chenal d'alimentation du bassin nord	1045*	même point que 34.

N°	DATE de la mesure	DESCRIPTION	Tempér. corrigée (A. = 0,73) en degrés centigr.	REMARQUES
41		Lave à la source du torrent, vue par l'ouverture 1 du tunnel	1065 à 1075	
42	17/V	Paroi orifice nord 2, à un niveau plus profond que 28, 30 ou 36	1075*, 1085*	
43		Gueulard du cône 7	1055*	
44	18/V	Lave dans le chenal d'alimentation du bassin sud	1065, 1045, 1055	
45		Lave dans le chenal d'alimentation du bassin sud	1045	
46	19/V	Lave dans le chenal d'alimentation du bassin nord	1065	
47		Lave dans le chenal d'alimentation du bassin sud	1065, 1050, 1040	Très variable en raison variation vitesse du courant
48		Lave dans le bassin nord	970 à 1065	
		Lave à l'entrée du bassin nord	1000	
		Voûte du conduit d'amont au bassin nord	1020	
		Lave dans le bassin sud	1040	
49		Fontaine dans le bassin sud	1020 à 1050	
50	20/V	Ouverture 1 du tunnel	1065, 1085	
51		Ouverture 2 du tunnel	1055 à 1085*	
52		Fontaine au bassin sud	1045 à 1050	
53		Sous la voûte du chenal d'alimentation du bassin nord	1080	même point que 34, 39, 40.
54	22/V	Ouverture 3 du tunnel	1050*	
55	30/V	Ouverture 1 du tunnel	1050*	
56		Paroi orifice nord 2	1045 à 1050	
57	31/V	Fontaine au bassin sud	1050*	Même point que 42.
58		Lave entrant dans le bassin nord	1075 à 1095	
59	4/VI	Ouverture 1 du tunnel vers l'amont	1040 à 1050	
60		Ouverture 1 du tunnel vers l'aval	1050*	
61		Ouverture 3 du tunnel	1020	
		Ouverture 4 du tunnel	1060 à 1075*	
62	24/VI	Paroi orifice 8	1085 à 1095	
63		Fontaine à la berge du bassin sud	1110	
64	25/VI	Lave à la source du torrent, vue par l'ouverture 1 du tunnel	1065-1085	
65		Ouverture 4 du tunnel	1050	
66		Lave sortant sur la berge nord du bassin sud	1085* à 1090*	
			1075	

N°	DATE de la mesure	DESCRIPTION	Tempér. corrigée (A. = 0,73) en degrés centigr.	REMARQUES
67	26/VI	Paroi orifice 8	1095	Même point que 62. Température maximum observée au cours de l'éruption. Même point que 62, 67.
68	27/VI	Cheminée s'ouvrant dans la berge N. du bassin sud	1145 à 1160*	
69	29/VI	Paroi orifice 8	1065	Voir détail de ces mesures p. 88. Moyenne de 4 mesures dont l'écart maximum est de 7°. Moyenne de 5 mesures dont l'écart maximum est de 5°. Moyenne de 5 mesures dont l'écart maximum est de 5°. Même point que 62, 67, 69. Moyenne de 5 mesures dont l'écart est de 20°. Moyenne de 4 mesures dont l'écart est 12°. Moyenne de 7 mesures dont l'écart est de 15°. Moyenne de 7 mesures dont l'écart est de 15°.
70	5/VII	Paroi orifice 8	1065	
71	8/VII	Ouverture 1 du tunnel	1050	
72		Ouverture 4 du tunnel	1075*	
73		Fontaines au bassin sud	1070 à 1095	
74	23/VII	Fontaines au bassin sud Fontaines bassin nord	1085 1065 à 1090	
75	24/VII	Ouverture 1 du tunnel vers l'amont	1070	
76	25/VII	Fontaine au bassin sud	1085	
77		Lave sortant sous la voûte nord du bassin sud	1075	
78	27/VII	Ouverture 4 du tunnel	1085*	
79		Lave dans le bassin sud à niveau plein	1080	
80		Lave dans le bassin sud après vidange	1090	
81	29/VII	Paroi orifice 8	990	
82	3/VIII	Lave entrant dans le bassin sud	1080	
83		Fontaine au bassin sud	1083	
84		Partie supérieure paroi interne de la voûte surplombant le bassin sud	1095*	
85		Cheminée s'ouvrant dans la berge E. du bassin sud	1070*	
86	28/VIII	Cheminée s'ouvrant dans la berge E. du bassin sud	1070*	
87		Ouverture 1 du tunnel	1050	
88	29/VIII	Ouverture 1 du tunnel	1050 à 1068	
89		Ouverture 4 du tunnel	1093*	
90	30/VIII	Ouverture 1 du tunnel	1050	
91	1/IX	Fontaine au bassin nord	1085 à 1090	
92	18/IX	Fontaine au bassin nord	1085	
93		Lave entrant dans le bassin nord	1030 à 1050	

N°	DATE de la mesure	DESCRIPTION	Tempér. corrigée (A. = 0,73) en degrés centigr.	REMARQUES
94		Lave dans le bassin nord après « vidange »	1062 à 1068	
95		Lave sortant sous la voûte nord du bassin sud (fontaine)	1080	
96	19/IX/38	Ouverture 1 du tunnel vers l'amont	1030 à 1040	
97		Ouverture 1 du tunnel vers l'aval	1040 à 1050	
98		Ouverture 4 du tunnel	1075*	
99	9/II/40	Ouverture 1 du tunnel vers l'aval	1065	
100		Cheminée s'ouvrant dans le toit du tunnel près l'ouverture 4	1095*	
101	24/II/40	Lave pénétrant dans le lac Kivu, à Sake	890 à 985 °C	

plus bas, le torrent de lave se précipitait impétueusement à une vitesse supérieure à 10 m/sec, et la surface de la lave, dégagée de la croûte dont les fragments avaient été déchirés ou engloutis, paraissait particulièrement éclatante. Il en résulte que les températures mesurées à l'ouverture n° 4 sont systématiquement de 40 à 50 °C¹ plus élevées que celles mesurées à l'ouverture n° 1. Il y a lieu de remarquer que, par suite de la turbulence de la lave, le dégagement de gaz était plus intense à l'ouverture n° 4 qu'à l'ouverture n° 1, mais l'auteur n'y a jamais observé de flammes, et il ne semble pas qu'on puisse attribuer à la combustion des gaz magmatiques le réchauffage apparent de la lave. Ce réchauffage apparent paraît être dû entièrement aux conditions physiques différentes (agitation, disparition de la croûte).

On interprète de la même façon la valeur élevée de la température observée le 16 avril sous un pont de lave formé au-dessus du torrent. La lave, en ce point, se précipitait en une chute de plusieurs mètres où la turbulence et le dégagement de gaz étaient intenses. Le pont de lave constituait en outre une voûte de réverbération. Cependant, et contrairement à ce qui a été observé à l'ouverture n° 4, la combustion des gaz en ce point était intense.

Compte tenu du fait que des variations de température de 40 ou 50 °C peuvent s'expliquer par des différences dans la turbulence de la lave, les mesures réunies dans la table ci-dessus semblent indiquer que la température de la lave est sensiblement constante, qu'il s'agisse de lave coulant dans le torrent, de lave entrant ou sortant du lac, ou d'un bassin

(1) La différence doit être ramenée à 15 ou 25 °C si, comme il a été dit, la correction d'absorption n'est pas applicable aux mesures faites à l'ouverture 4.

de lave brassée par les gaz en une fontaine, ou de petites coulées visqueuses suintant d'un cône. Cette constatation semble exclure la possibilité de rechercher, dans des différences de température, la cause des différences de comportement de la lave aux différents organes. Il n'apparaît pas non plus que des différences de température puissent suffire à entretenir les courants de convection auxquels on attribue parfois un rôle dans le mécanisme de la circulation dans le lac de lave.

Les mesures montrent aussi que la température du gueulard des cônes ou des parois des orifices à gaz varie sensiblement, suivant le point de la paroi que l'on observe et l'intensité du dégagement gazeux; la température diminue rapidement lorsque le cône commence à s'éteindre. La température la plus élevée, constatée au cours de cette éruption (1160 °C) a été observée dans une petite cheminée s'ouvrant dans la berge nord du bassin sud et qui était le siège d'une active combustion. Ce résultat est en accord avec ceux de JAGGAR qui a montré que les températures les plus élevées atteignent à Kilauea 1350 °C, s'observent dans les « grottes » et les « coupoles » au-dessus des fontaines d'où s'échappent en grande abondance des gaz combustibles. Il ne fait pas de doute que la combustion de ces gaz libère une grande quantité de chaleur, mais il n'apparaît pas à Tshambene qu'il en résulte jamais un réchauffement de la lave au travers de laquelle les gaz se dégagent.

La température des flammes elles-mêmes n'est pas exactement connue, le pyromètre optique n'en permettant pas la mesure. Des arguments tirés de leur étude spectroscopique, et notamment l'absence des raies facilement excitables des éléments alcalino-terreux, ont conduit à penser que la température de ces flammes était probablement relativement basse. Des observations directes confirment cette impression. Il a été constaté à plusieurs reprises que des flammes s'échappaient sous des fragments de croûte solidifiée avec lesquels elles demeuraient longtemps en contact, étaient incapables de les fondre; à peine les rendaient-elles légèrement pâteuses. Au voisinage de l'orifice 8, des flammes s'échappaient de petites fissures dans le sol. Il fut possible d'accumuler sur ces fissures des fragments de lave et de les y laisser 24 ou 48 heures. Ces fragments devenaient incandescents et légèrement pâteux, mais aucun cas de fusion ou de ramollissement sensible ne fut observé. Au laboratoire, on constate que des fragments de lave vitreuse massive ou vésiculaire, introduits dans un four, ramollissent et s'étalent complètement à une température voisine de 1250 °C. De ces observations, il semble résulter que la température des flammes volcaniques ne dépasse probablement pas à Tshambene 1200 ou 1300 °C. Cette température paraît être inférieure à celle des flammes du Kilauea.

Mesures spectroscopiques

La détermination par voie chimique de la nature originelle des gaz magmatiques qui accompagnent la lave, présente de grandes difficultés sur lesquelles E.S. SHEPHERD a attiré l'attention. Elles interdisent pratiquement tout espoir d'obtenir jamais une éprouvette de gaz volcaniques exempts de toute contamination, la nature de l'édifice volcanique au travers duquel s'échappent les gaz constituant en soi une cause d'altération profonde.

En outre, les difficultés de recueillir des éprouvettes exemptes d'air, la possibilité que les constituants de gaz réagissent entre eux, entre le moment de leur récolte et celui de leur analyse, et enfin les difficultés de l'analyse elle-même, impliquent que le résultat obtenu ne représente que dans des cas exceptionnels la composition de gaz au moment où ceux-ci s'échappent de la lave. L'importance, au point de vue de l'étude du mécanisme des éruptions, de la connaissance exacte de la composition de ces gaz, et par conséquent de quantités d'énergie qu'ils peuvent libérer par réactions chimiques, incite à rechercher des méthodes plus directes. A cet égard, l'étude spectrographique de flammes volcaniques paraît appelée à donner certains résultats.

Il est remarquable qu'à l'exception de recherches anciennes de JANSSEN, qui remontent à 1867 et 1883 et de LIBBEY (1894), rien n'a été fait jusqu'à présent dans ce domaine. La raison en est que l'étude spectrographique de flammes volcaniques réclame des circonstances particulières qui ne sont pas communément réalisées. Il est nécessaire, en effet, que les flammes à étudier constituent une source lumineuse constante localisée rigoureusement au même point pendant le nombre d'heures nécessaire au montage de l'appareil et à l'enregistrement photographique du spectre. Il faut que la source lumineuse constituée par les flammes soit suffisamment rapprochée d'un point d'accès facile où installer les appareils, et qu'elle soit nettement séparée de la source lumineuse que constitue la lave incandescente elle-même. Enfin la source lumineuse à étudier doit être suffisamment intense pour qu'il soit possible d'obtenir, en l'espace de quelques heures, un enregistrement photographique convenable du spectre.

Les flammes qui s'échappent de la lave aux fontaines du lac, sont typiquement irrégulières et inconstantes; elles prennent naissance en un point, se déplacent, durent quelques secondes ou quelques minutes tout au plus, et pour le surplus leur éclat est faible. Elles se prêtent donc mal à l'examen spectrographique. Les flammes produites par la combustion de gaz qui s'échappent aux cônes ou aux orifices, constituent au contraire une source idéale. Un orifice du genre des orifices 8 ou 9 demeure actif pendant plusieurs semaines; les flammes s'échappent d'une façon explosive, mais à un rythme constant, et leur intensité lumineuse permet la lecture d'une

montre à une distance de 100 m. Enfin, la disposition des lieux à l'orifice 8 permettait d'amener commodément le spectrographe à quelques dizaines de mètres de la source lumineuse.

L'auteur ayant quitté Bruxelles par avion aux premiers jours de l'éruption, et ignorant tout des conditions qui se présenteraient au volcan, n'avait pu se charger d'un spectrographe. Ce fut seulement dans le courant du mois d'avril, quand il apparut que la présence de flammes constituait un caractère essentiel et permanent de l'éruption, qu'on put songer à faire venir un appareil. Cependant, comme il était impossible de prévoir exactement combien de temps les conditions favorables dureraient encore, une condition essentielle était que l'appareil put être expédié immédiatement. La plupart des constructeurs demandaient des délais de fabrication de plusieurs mois; il fallut donc se contenter d'un modèle courant qu'on put trouver en magasin. L'instrument devait en plus être portatif, peu encombrant, d'un maniement et d'un réglage faciles et d'un poids très minime.

A défaut d'un appareil à optique en quartz, le choix se porta finalement sur un appareil à optique de verre permettant la mesure directe de longueur d'ondes ou l'enregistrement photographique dans le domaine 3800-9000 Å. (HILGER D. 186). L'instrument arriva sur place fin juin et fut installé à proximité immédiate de l'orifice 8, alors en pleine activité. Il apparut immédiatement que l'intensité lumineuse des flammes était trop faible, et surtout trop irrégulière pour qu'on pût opérer par mesure directe. L'enregistrement photographique présentait cependant quelques difficultés. Le camp se trouvait à une altitude supérieure de 200 m à celle de l'orifice; l'eau propre était rare, et le développement de plaques devenait impossible aux époques de pleine lune, la tente n'étant pas suffisamment obscure. Le nombre de plaques qu'on pouvait exposer en une nuit était limité et conséquemment le réglage de l'appareil demanda plusieurs nuits.

Les premiers résultats furent obtenus au début de juillet. Sur les plaques prises les premiers jours de ce mois apparurent notamment trois raies très indistinctes vers 4400 Å. Les temps d'exposition furent notablement augmentés (plusieurs heures) dans l'espoir d'obtenir de meilleurs enregistrements, mais rien n'y fit. Ces raies ne furent jamais observées dans la suite.

Le travail fut repris au début d'août en utilisant un meilleur condenseur. Malheureusement l'orifice 8 s'éteignit bientôt et l'activité se reporta à l'orifice 9, situé à plusieurs centaines de mètres du précédent et dans une situation telle qu'il était impossible d'y avoir accès la nuit, ou même de camper à proximité. Le spectrographe fut alors installé au camp même. Pour obtenir une image de flammes suffisamment intense pour être mise au point correctement sur la fente du spectrographe, il fut nécessaire d'employer comme condenseur un téléobjectif Leica de 135 mm de longueur focale.

Les enregistrements furent faits sur plaques panchromatiques ILFORD, infra-rouges ILFORD et sur film 35 mm infra-rouge GEVAERT (ceci dans

l'attente des plaques infra-rouges qui ne parvinrent à l'auteur que dans le courant du mois d'août). Pour permettre une détermination facile des longueurs d'ondes des raies du spectre des flammes, il fut nécessaire d'enregistrer sur chaque plaque un ou deux spectres de référence d'éléments bien connus, tels que l'hydrogène et l'argon. On obtient ces spectres d'une façon commode en employant des tubes de GEISSLER alimentés par une bobine de RUMKHORFF et une batterie d'accumulateurs.

Au total, une douzaine de plaques convenables permirent de reconnaître dans le spectre des flammes les raies et les bandes suivantes :

1° Dans la partie visible du spectre (4000-7000 Å) :

- a) trois bandes étroites, légèrement dégradées vers le rouge, respectivement à 4360, 4430 et 4440 Å;
- b) une large bande, commençant vers 5700 Å et présentant deux maxima d'intensité bien marqués à 6000 et 6400 Å;
- c) la raie D du sodium.

2° Dans la partie infra-rouge 7000-9000 Å :

- a) les raies 7665 et 7699 Å du potassium;
- b) une raie faible vers 8200 Å;
- c) une bande dont la tête se trouve légèrement à droite (vers le rouge) des raies de potassium;
- d) une bande à gauche (vers le violet) de ces deux raies.

Les plaques furent envoyées pour examen à l'Institut d'Astrophysique de l'Université de Liège. M. SWINGS et ses collaborateurs firent les constatations suivantes :

a) Les bandes à tête vers 7630 Å sont la séquence $\Delta v = 1$ du premier système positif de N^2 ($^2\pi \rightarrow ^2\Sigma$); la tête correspond à la bande 3,1 et vérifie la répartition normale d'intensité de FRANCK-CONDON.

Les bandes voisines de la raie de Na I sont les groupes $\Delta v = 3$ et $\Delta v = 4$ du même premier système positif de N^2 .

b) Le maximum d'intensité à droite de la raie de K est probablement dû au rayonnement continu thermique combiné avec la courbe de sensibilité de la plaque. Un examen photométrique pourrait (sur de meilleures plaques) donner la température.

c) On ne peut attribuer à des atomes les bandes vers 4360, 4430 et 4440, dégradées vers le rouge. Nous ne sommes pas parvenus à identifier ces bandes qu'il y a lieu toutefois de rapprocher de certaines bandes non identifiées observées dans les spectres des comètes.

d) La raie vers 8200 Å pourrait être 8194,9 de Na (?).

Les éléments identifiés sont donc : Na, K, N^2 . Il existe en plus sur les plaques obtenues au début de juillet, l'indication de 3 bandes non identifiées à rapprocher des bandes observées dans le spectre des comètes.

On s'étonnera peut-être que l'analyse spectrographique n'ait pas révélé la présence d'éléments qui sont vraisemblablement présents parmi les gaz volcaniques et que d'autres auteurs ont cru pouvoir y reconnaître. RITTMANN travaillant avec un spectroscope de poche, a observé au Vésuve, en 1929, les raies du sodium et du calcium. JANSSEN a déclaré avoir reconnu à Santorin la présence dans les flammes d'éléments tels que Na, Cu, Cl, et des composés carbonés. LIBBEY, à Hawaii, a identifié Co et des hydrocarbures. Il faut noter cependant qu'aucun de ces auteurs n'a donné de détails concernant l'identification des éléments qu'ils croient avoir reconnus.

LIBBEY qui, comme RITTMANN, travaillait avec un spectroscope de poche, base sa détermination de CO sur la présence d'une bande « dans le vert », sans plus de précision. Il rapporte à des hydrocarbures des bandes « dans le rouge et dans le bleu ». Des observations aussi imprécises ne peuvent conduire qu'à des identifications douteuses. Il y a lieu de remarquer, du reste, que la plupart des bandes moléculaires des éléments dont on soupçonne la présence dans les flammes (OH, OH², H², composés de C et de S) se trouvent dans l'ultra-violet et ne peuvent, par conséquent, s'observer qu'avec un appareil en quartz. Les seules bandes de H², dans le domaine $\lambda > 2000 \text{ \AA}$, nécessitent des énergies d'excitation considérables qu'on ne s'attendrait pas à trouver dans des flammes. L'absence de raies ou de bandes dans les spectres obtenus au Nyamuragira ne permet de conclure, dans tous les cas, à l'absence des éléments correspondants.

La présence dans le spectre des bandes du premier système positif de l'azote est surprenante parce que l'énergie d'excitation de ces bandes (potentiel critique 9,5 volts) dépasse largement celle qu'on s'attendrait à trouver dans des flammes. Il semble donc qu'il doive exister une source considérable d'énergie indépendante de l'énergie thermique, impliquant qu'au moins une partie de l'azote contenu dans les gaz volcaniques est d'origine magmatique. La présence d'azote dans des éprouvettes de gaz n'indique donc pas nécessairement qu'il y a eu contamination par l'air, et la forme oxydée sous laquelle la plupart des éléments se présentent (Co, Co², SO³, SO², H²O) ne résulte peut-être pas d'une combustion au contact de l'air, à faible profondeur dans l'édifice volcanique. Il est possible que les réactions d'oxydation en phase gazeuse au contact de l'oxygène atmosphérique ne jouent qu'un rôle secondaire dans le bilan énergétique d'un volcan et qu'il faille rechercher la source d'une partie de l'énergie volcanique dans des réactions insoupçonnées ou peu étudiées, dont la présence constante des bandes de N² dans les spectres des flammes, paraît être un indice.

L'absence des raies des éléments alcalino-terreux qui sont probablement présents au même titre que le sodium et le potassium, indique vraisemblablement que la température des flammes n'est pas très élevée. A première vue, il ne paraît donc pas qu'il faille s'attendre à une grande richesse de la partie ultra-violet du spectre. Cependant, la présence dans la partie rouge et infra-rouge du spectre de bandes à énergie d'excitation anormale-

ment élevée, justifierait une étude du domaine non encore exploré (2000-4000 A°).

En résumé, l'analyse spectrographique des flammes a révélé, outre la présence d'éléments banaux tels que K, Na, N², celle d'éléments d'identité douteuse auxquels on doit rapporter 3 bandes dégradées vers le rouge à 4360, 4430 et 4440 A° approximativement, à rapprocher des bandes du spectre des comètes.

La présence des bandes de N² indique l'existence dans les flammes de sources considérables d'énergie dont l'origine (chimique?) n'est pas encore connue. Les spectres obtenus ne donnent malheureusement aucune indication sur la nature des gaz combustibles.

Les photographies des spectres (pl. XXVII, 2 et 3) constituent, à notre connaissance, les premiers documents de ce genre qui aient été publiés.

Mesures magnétiques

Les laves du Nyamuragira, qui contiennent une proportion élevée de fer, dont une partie est cristallisée sous forme de magnétite, sont notamment ferro-magnétiques. Une accumulation de coulées, comme celles qui constituent le volcan, provoque des anomalies considérables du champ magnétique terrestre.

Les propriétés ferro-magnétiques de la lave disparaissent à une température (point de CURIE) qui n'est pas exactement connue, mais qui est vraisemblablement voisine du point de CURIE de la magnétite (585° C). A l'état liquide, la lave n'est plus ferro-magnétique.

Il en résulte que la présence de masses souterraines de lave liquide se traduit à la surface par une modification des composantes, et notamment de la composante verticale, du champ magnétique. Ces modifications sont sensiblement les mêmes que celles qui résulteraient de l'existence de cavités dans la lave solide.

La sensibilité du champ aux influences volcaniques est clairement mise en évidence par les mesures suivantes qu'on doit à L. HERMANS¹:

STATION	DATE	DÉCLINAISON	INCLINAISON
Bord nord du cratère du Nyamuragira (1°24'02'' - 5,29°11'45'')	18 février 1935	8° 00' 5'' E.	28° 22'
Bord est du cratère du Nyamuragira (1°24'27'' - 5,29°12'30'')	16 février 1935 matin midi après-midi	17° 06' W. 17° 03' 17° 08'	27° 21'
Bord sud-est du cratère du Nyamuragira (1°25'12''5 - 29°12'15'')	17 février	5° 54' W.	56° 19'

Ces chiffres montrent que l'inclinaison varie sur une distance de 2200 m approximativement, de 28° 22' à 56° 19', tandis que la déclinaison passe de 8° E. à 17° W., représentant un écart total de 25°.

(1) Communication personnelle.

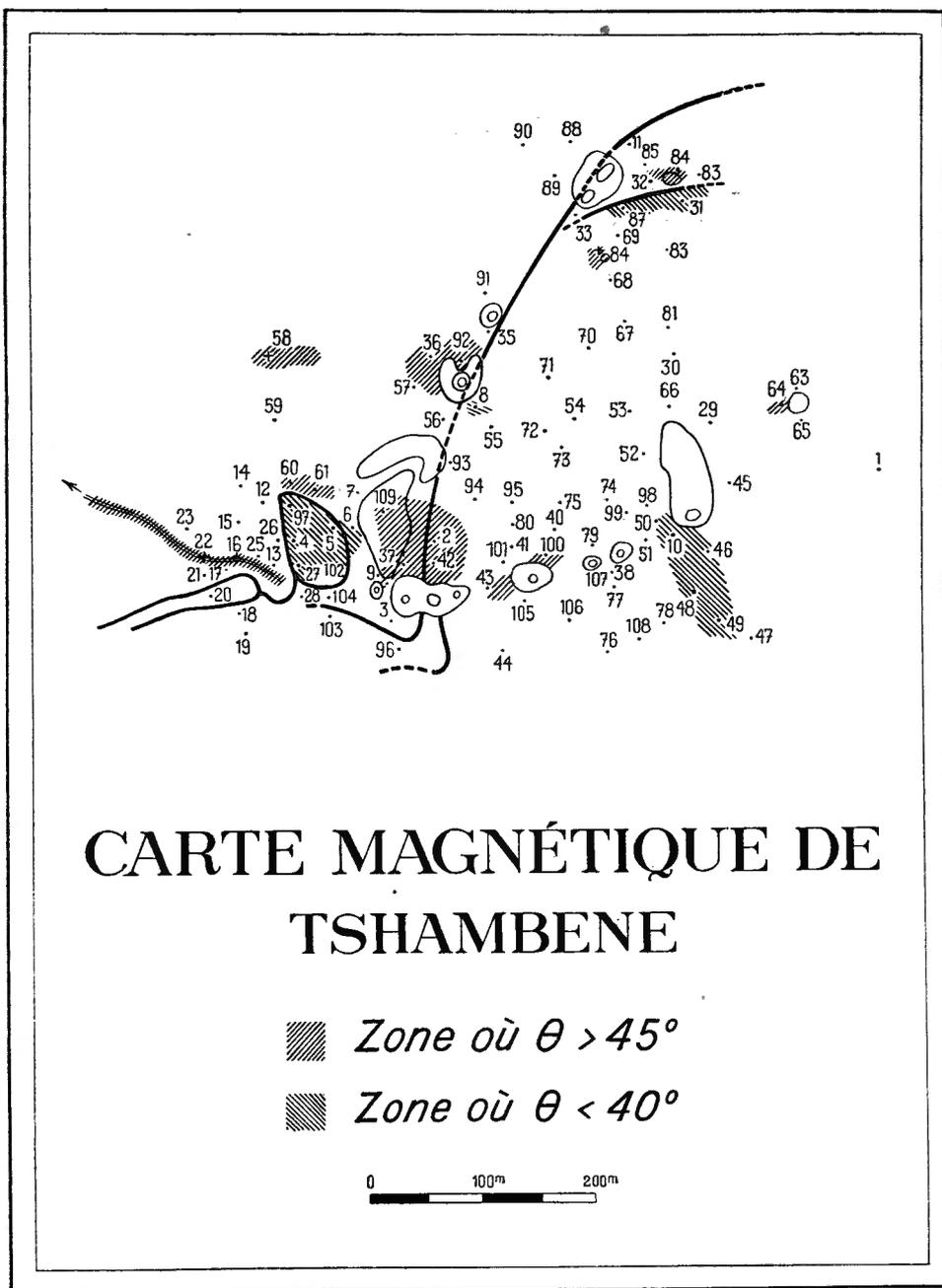


FIG. 12.

Rappelons qu'au moment où ces mesures ont été faites, le cratère du Nyamuragira contenait un certain nombre de petits bassins de lave qui s'épanchaient principalement vers la partie sud-ouest du cratère.

Le cartographe ELISSEN a fait les mesures suivantes dans le courant d'avril 1938 :

STATION	DÉCLINAISON
Tshambene, 350 m à l'Ouest de la source du torrent de lave : (altitude 2250 m)	5° 40' W.
Camp, 1500 m à l'Est du nouveau volcan (altitude 2521 m)	13° 35' W.
Bord nord du cratère (altitude 2970 m).	1° 12' E.

D'après L. HERMANS, les valeurs normales de la déclinaison et de l'inclinaison au voisinage du volcan seraient, en 1938, de 4° 15' W. et de 27° 15'.

L'ordre de grandeur de ces anomalies permet d'espérer qu'elles pourront être mises en évidence au moyen d'appareils de faible sensibilité, tels qu'un chercheur de mine (dip-needle) ordinaire. Un chercheur de mine consiste en une aiguille aimantée montée sur un axe horizontal et se déplaçant dans un plan vertical devant un limbe gradué. On oriente tout d'abord l'appareil dans le méridien magnétique. Si le centre de gravité de l'aiguille coïncide avec son axe de rotation, sa position permet de déterminer immédiatement la valeur de l'inclinaison; dans le cas contraire, l'aiguille prend, sous l'action combinée des champs magnétique et gravitique, une position d'équilibre qui dépend de l'intensité (Z) de la composante verticale du champ magnétique au point de station de l'appareil. Une variation de cette composante se traduit par un déplacement de l'aiguille, qu'on mesure par la différence des angles lus sur le limbe gradué. Il est nécessaire de faire deux lectures en tenant successivement les faces de l'aiguille vers l'Est et vers l'Ouest et en faisant la moyenne des deux valeurs ainsi obtenues. Cet appareil ne donne évidemment pas une mesure absolue de la composante verticale; la connaissance de la valeur d'échelle de l'instrument permet cependant de traduire, en unités de champs, les variations de l'angle Θ .

La valeur de l'angle Θ en une même station, et par conséquent celle de Z , varie dans le temps comme l'indiquent les mesures suivantes ¹.

Il résulte de ces variations dans le temps qu'il est nécessaire, pour pouvoir comparer des mesures faites à des stations différentes à des jours différents,

(1) Une augmentation de Θ compté à partir de la verticale correspond à une diminution de Z .

Dates	Camp	STATIONS						Correc- tion
		1	6	3	2	5	4	
23/VII/1938	44	44	40 1/2	44	47 1/2	27	37 1/2	0
25	43 1/2			45	48			1/2
27/VII				44	47			
28/VII	44		40 1/2					0
30/VII	41			40 1/2	43	35 1/2	34 1/2	3
31/VII (7 h 30)	40							3 1/2
(10 h)	{ 40 1/2							
	{ 40 1/2							
1/VIII	{ 41 1/2		37	43	45 1/2			2 1/2
2/VIII	{ 41 1/2	41						2
	{ 42							
3/VIII	41 1/2		36	41 1/2		34 1/2	36 1/2	2 1/2
4/VIII	37 1/2							6 1/2
5/VIII	37	38 1/2	34		40 1/2			7
6/VIII					43 1/2			
7/VIII	40						35	4
10/VIII	41		37		44 1/2			3
11/VIII	40							4
23/VIII	39 1/2		37		44	35 1/2	37	4 1/2
24/VIII	39 1/2							4 1/2
29/VIII	39	40			43	34	36	5
1/IX	39 1/2		35					5 1/2
17/IX	39							5
18/IX	40		33					4
19/IX	40		33		43			4
21/IX	39		{ 36				{ 31 1/2	
			{ 35 1/2				{ 32	5
8/II/1940	40							
11/II/1940	40 1/2		39 1/2		42 1/2	38 1/2		

de les ramener à une valeur de référence arbitrairement choisie, par exemple la valeur de Θ à une station donnée et à un jour donné. Le jour de l'observation, on détermine la valeur de Θ à la station de base et on corrige toutes les mesures faites de jour, de la différence entre la valeur de référence et la valeur trouvée à la station de base.

Nous adoptons comme référence la valeur de Θ au camp (situé à 2525 m d'altitude et à 1500 m au Nord-Est de Tshambene) à la date du 23 juillet 1938.

La dernière colonne du tableau donne la valeur de la correction à apporter aux lectures.

Le tableau suivant donne la valeur corrigée de Θ pour 109 stations situées au voisinage de Tshambene. Les mesures s'étendent sur la période du 23 juillet au 21 septembre 1938. On donne pour chaque station la valeur moyenne de toutes les lectures (corrigées) faites durant cet intervalle.

Valeurs moyennes corrigées de Θ pour la période du
13/VII/ au 21/IX/1938.

Numéro de la station	Θ	Numéro de la station	Θ	Numéro de la station	Θ
1	43 1/2	38	43 1/2	76	40
2	47 1/2	39	44 1/2	77	42
3	44 1/2	40	41	78	41
4	39	41	43	79	42 1/2
5	38 1/2	42	47 1/2	80	43 1/2
6	39 1/2	43	44	81	45 1/2
7	44	44	42	82	43
8	39 1/2	45	3	83	44
9	45	46	3 49	84	46 1/2
10	39	47	42 1/2	85	43 1/2
11	42	48	40	87	40
12	41 1/2	49	40	88	41
13	43	50	39	89	42 1/2
14	41 1/2	51	43	90	40 1/2
15	39 1/2	52	42 1/2	91	43 1/2
16	46	53	42 1/2	92	45
17	40	54	43 1/2	93	44 1/2
18	41	55	44	94	43
19	42	56	43	95	45
20	42	57	46 1/2	96	42
21	44 1/2	58	46	97	36 1/2
22	47	59	42 1/2	98	43 1/2
23	43 1/2	60	4z	99	43 1/2
24	43	61	47	100	46
25	44 1/2	62	44 1/2	101	37 1/2
26	38	64	45 1/2	102	42 1/2
27	39 1/2	65	43 1/2	103	40
28	42	66	44 1/2	104	42 1/2
29	43 1/2	67	41 1/2	105	43 1/2
30	42	68	42	106	42 1/2
31	38	69	41	107	43
32	47	70	42	108	50 1/2
33	44	71	43 1/2	108	50 1/2
34	46	72	43 1/2	109	54 1/2
35	42	73	42 1/2		
36	45	74	45 1/2		
37	47	75	43 1/2		

Certaines mesures ont été reprises en février 1940. Nous reproduisons ci-dessous les valeurs corrigées à cette date (correction + 3 1/2 %) et la valeur corrigée pour la période juillet-septembre 1938 reprise à la table précédente.

Station	Θ au 11-2-1940	Θ moyen 1938	Différence
2	46	47 1/2	- 1 1/2
5	42	38 1/2	+ 3 1/2
6	43	39 1/2	+ 3 1/2
9	45	45	0

Avant d'interpréter ces données, il faut tenir compte du fait que de minimes accidents locaux, tels que la présence d'un bloc de lave ancienne, éboulé à proximité de l'appareil, suffisent à provoquer des anomalies du même ordre de grandeur que celles dues à la configuration générale de la lave. Il est donc illusoire de vouloir interpréter chaque mesure séparément. On ne considérera que des anomalies indiquées par un groupe de stations dans le voisinage l'une de l'autre.

Le croquis ci-joint permet de tracer approximativement les courbes d'égale inclinaison. Ce tracé met en relief l'existence de zones où l'intensité verticale est particulièrement forte et de zones où l'intensité verticale est particulièrement faible.

L'intensité verticale est particulièrement faible :

- 1° sur la voûte recouvrant le tunnel de lave;
- 2° au fond de la cuvette du lac, au voisinage du bassin nord;
- 3° à l'Est du lac, au pied et au sommet de la falaise nord-sud;
- 4° dans l'alignement des cônes 3, 4, 5, 6 et 7;
- 5° au voisinage immédiat des orifices à gaz;
- 6° au pied nord de l' « îlot » et dans une zone allongée à l'Ouest du cône 1.

L'intensité verticale est particulièrement forte :

- 1° au voisinage de l' « îlot »;
- 2° sur certaines coulées issues des cônes 6 et 7.

La signification des faibles valeurs de l'intensité verticale est bien mise en évidence par le profil tracé au-dessus du torrent de lave (station 15, 16, 17, 21, 22, 23). Ces mesures montrent une diminution nette de l'intensité

à l'aplomb du tunnel. Une forte valeur de Θ correspond donc bien à une cavité souterraine. On confirme aussi l'existence de cavités dans l'alignement des cônes au voisinage des orifices à gaz; dans ce dernier cas, les cavités sont du reste bien visibles.

Il est intéressant de noter qu'il semble y avoir des cavités également sous le fond du lac, entre celui-ci et la source du torrent, et à l'Est du lac sous la falaise nord-sud. L'influence magnétique de cette cavité vient oblitérer celle de la faille elle-même qui, en raison du relèvement apparent de sa lèvre orientale, devrait donner une anomalie de sens contraire, analogue à celle que provoque la surrection de l'« îlot ».

Les valeurs élevées de l'intensité verticale au voisinage des petites coulées des cônes 6 et 7 s'expliquent par la teneur en fer anormalement élevée de cette lave ($\text{Fe O} + \text{Fe}^2 \text{O}^3 = 14 \%$).

La zone allongée à l'Ouest du cône 1, pour laquelle Θ est grand (Z petit), coïncide probablement avec un tunnel de lave issue de ce cône. Toute la région à l'Ouest des cônes 1 et 2 et au Nord du lac est, en effet, submergée de coulées qui se sont échappées de ces cônes au début de l'éruption.

On n'a pas observé de relation entre les valeurs de Θ et la hauteur du niveau de la lave dans le bassin nord.

Il est intéressant de noter (tableau I) que l'intensité verticale au camp de base a passé par un maximum (Θ minimum) vers le 5 août, au moment où l'activité aux deux bassins était minimum. Une recrudescence de l'activité de ces bassins, pour autant qu'elle indique un mouvement ascensionnel de lave liquide non magnétique, devrait correspondre à une diminution de Z . C'est bien ce que l'on observe le 7; mais la recrudescence d'activité ne s'est manifestée aux bassins que trois jours plus tard.

La valeur de Θ au camp de base était de 40° en février 1940, contre 44° en juillet 1938; l'intensité verticale a donc augmenté dans cet intervalle de temps. Cette observation, qu'on interprète comme l'indice d'un retrait progressif de la lave liquide et la fermeture, par la lave solidifiée, des cavités souterraines, concorde bien avec la diminution générale d'activité au volcan.

L'augmentation de Θ aux stations 5 et 6, dans l'intervalle 1938 à février 1940, n'est pas directement interprétable.

Notons encore que la déclinaison au camp a passé de $13^\circ 35' \text{ W.}$ en avril 1938 à 18° W. en février 1940.

Des orages magnétiques particulièrement violents ont été enregistrés à Elisabethville les 17, 22, 25-26 janvier 1938, 8 février, 6 mars (180 j.), 16 avril, 11-12 mai, 15 juillet et 11 août. Ces dates coïncident approximativement avec le début de l'éruption (28 janvier), la naissance du cône 2 (début février), celle du cône 4 (entre le 4 et le 10 mars), du cône 5 (17 avril), du cône 7 (début mai), de l'orifice 9 (entre le 11 et le 21 juillet). Lors de la

naissance du cône 3, entre le 12 et le 26 février, on n'a enregistré que des orages moins violents : 150 j. le 13 et 118 j. le 24. La naissance de l'orifice 8 (7 juin) ne correspond à aucun orage violent. L'orage du 11 août ne correspond à aucun changement notable du volcan.

Au total, il semble que les résultats obtenus au Nyamuragira par des moyens rudimentaires, permettent de conclure à l'utilité des mesures magnétiques :

- 1° pour l'exploration de la structure interne du volcan;
- 2° pour le diagnostic et la prédiction des variations d'activité.

L'enregistrement des variations de la composante verticale du champ en un point donné, convenablement choisi, est préalablement le moyen le plus simple et le plus sensible de suivre les oscillations de la lave dans l'appareil volcanique. Les méthodes magnétiques d'étude du volcanisme paraissent n'avoir reçu jusqu'à présent qu'une médiocre attention; elles semblent cependant susceptibles de donner des résultats intéressants.

Les produits de l'éruption

I. — SUBLIMÉS

Sublimé, au sens chimique du terme, signifie un dépôt formé directement par condensation d'un gaz. Il est peu probable que les produits recueillis aux volcans répondent jamais à cette définition, soit qu'ils résultent d'une réaction des gaz entre eux ($4 \text{H}^2 \text{S} + 2 \text{SO}^2 \rightleftharpoons 4 \text{H}^2 \text{O} + 3 \text{S}^2$, etc.) ou des gaz avec les roches au travers desquelles ils se dégagent, soit qu'ils aient été dissous, immédiatement après leur dépôt, par les eaux de pluie et reprécipités par évaporation à partir d'une solution aqueuse. L'abondance des précipitations atmosphériques du Nyamuragira et la porosité de la lave excluent en fait tout espoir de trouver des dépôts de sels solubles dont on puisse être certain de l'origine « primaire ». Dans la pratique, il n'est pas toujours possible de reconnaître les différences sur le terrain, et il paraît préférable d'élargir la définition du mot « sublimé » pour y inclure tous les produits de l'activité volcanique qui, à la température ordinaire, ne sont ni des gaz, ni des liquides, ni des silicates.

Parmi les produits de l'éruption de 1938 du Nyamuragira, les sulfates et le soufre prédominent nettement sur les chlorures et les carbonates. Les dépôts recueillis sont rarement mono-minéraux; sous le microscope, on reconnaît généralement la coexistence de deux ou trois espèces différentes, dont certaines n'ont pu encore être identifiées avec certitude.

1. — SOUFRE.

Le soufre se forme abondamment aux endroits d'où s'échappent des gaz à basse température, plus rarement autour des orifices de gaz à haute température. Il apparaît généralement en bordure de petites fissures qui se forment au pied ou au voisinage immédiat des cônes et des orifices incandescents, à la fin de leur période active ou après leur extinction. Le soufre accompagné d'autres minéraux tapisse des petites cavités où règne une température généralement inférieure à 100 °C. Le papier à l'acétate de Pb n'y révèle pas de $\text{H}^2 \text{S}$, et il n'y a pas d'indices que la formation du soufre puisse résulter de réactions chimiques ($4 \text{H}^2 \text{S} + 2 \text{SO}^2 \rightleftharpoons 4 \text{H}^2 \text{O} + 3 \text{S}^2$; $2 \text{SO}^2 + 4 \text{CO} \rightleftharpoons \text{S}^2 + 4 \text{CO}^2$, etc.).

Il se présente généralement en petites aiguilles de quelques millimètres de longueur.

II. — SULFATES.

Il n'y a pas de doute que la plupart des dépôts recueillis et contenant des sulfates, se sont formés par évaporations d'une solution aqueuse.

L'auteur a observé sur les berges du bassin sud et sur la voûte d'un petit cône éventré à la berge sud du lac, la formation de véritables stalactites de 15 à 20 cm de longueur; il s'en est formé plus tard dans le tunnel de lave qui atteignaient 50 ou 60 cm; il a vu des efflorescences de mirabilité se former en l'absence de tout dégagement gazeux sur la face inférieure d'un bloc de « spatter » éboulé de la paroi d'un cône éteint. On pourrait multiplier les exemples, et la conclusion s'impose que la plupart des dépôts formés sont d'origine secondaire; ils dérivent de formations primaires, sur la nature desquelles ils ne peuvent guère donner d'indication. Les minéraux que l'on recueille peuvent résulter du mélange de solutions de sels d'origines différentes, formés à des températures différentes, et dans des conditions différentes. Les produits d'évaporation recueillis n'ont pas nécessairement la composition des sels initiaux; ils en diffèrent probablement chimiquement, aussi bien que minéralogiquement.

Dépôts primaires :

On doit donc attacher une importance particulière à l'étude d'un dépôt d'origine primaire certaine, formé sous les yeux de l'observateur à l'orifice nord n° 2. Il avait été remarqué, pendant la récolte des gaz à cet orifice, que les éprouvettes introduites dans l'ouverture incandescente se couvraient rapidement d'une poussière blanche soluble dans l'eau. Une éprouvette en verre placée en travers de l'orifice, y fut laissée pendant quelques heures, et le dépôt formé (quelques milligrammes) recueilli avec soin. Il est formé d'une poudre blanche légèrement rosée, anhydre, amorphe. Chimiquement et spectroscopiquement on y a reconnu, outre le sodium qui est l'élément prédominant, des doses appréciables de calcium et de potassium, de petites doses de magnésium et d'aluminium, des traces de cuivre et de plomb, et l'absence d'ammonium, lithium, rubidium, caesium, baryum et strontium. L'anion SO_4 est abondant, les anions Cl et CO_2 sont absents. L'absence de l'anion Cl est significative; elle indique que les sulfates ne résultent pas d'une action du SO_2 contenu dans les gaz sur des chlorures volatils, et il ne fait pas de doute que la forme sulfatée est la forme primaire sous laquelle les éléments métalliques sont transportés dans la phase gazeuse à haute température (température des parois à l'orifice : 1020 °C). Le fait paraît étonnant si l'on songe à la faible volatilité des sulfates alcalins et alcalino-terreux; il semble qu'on ait affaire ici à un cas typique de transport de substances à point d'ébullition élevé dans une phase gazeuse riche en H_2O à une température à laquelle la tension de vapeur de ces substances est négligeable. On serait tenté d'y voir la preuve que la phase gazeuse magmatique est effectivement capable de tenir en solution et de transporter des quantités considérables de substances « non volatiles ».

Une réserve s'impose cependant. Il a été dit que le dépôt recueilli était amorphe; rien ne prouve qu'il s'agisse d'une sublimation plutôt que du dépôt de particules de poussière entraînées dans le courant gazeux. On

a dit plus haut que les gaz qui s'échappent en brûlant des orifices à haute température ont, dans le gueulard même, l'apparence d'une fumée. Il est certain qu'à la température de 1000 ou 1200 °C, cette apparence ne résulte pas de la condensation de vapeur d'eau, mais qu'il s'agit d'une fumée véritable, c'est-à-dire d'une suspension de particules solides très fines dans le courant gazeux. Les dépôts recueillis sur les éprouvettes sont entièrement solubles; on peut donc avancer l'hypothèse que l'apparence épaisse des fumées qui s'échappent des orifices incandescents résulte de la présence dans les gaz de quantités appréciables de sulfates transportés mécaniquement à l'état de particules solides de dimension moléculaire (?) en suspension dans le courant gazeux. La couleur des gaz (bleue en lumière réfléchie, brune en lumière transmise) confirme qu'il s'agit d'une suspension de particules solides plutôt que d'un gaz véritable.

Des dépôts analogues, et qui n'ont pu être analysés par suite des circonstances, ont été recueillis sur verre à l'orifice 10, en février 1940.

Dépôts secondaires :

Parmi les dépôts « secondaires » formés par évaporation d'eaux d'infiltration, les sulfates de soude prédominent. On y reconnaît les espèces minéralogiques suivantes : halite (Na Cl), mirabilite ($\text{Na}^2 \text{SO}^3 \cdot 10 \text{H}^2 \text{O}$), kalinite ($\text{K}^2 \text{O Al}^2 \text{O}^3 \cdot 4 \text{SO}^3 \cdot 24 \text{H}^2 \text{O}$), picromérite ($\text{MgO K}^2 \text{O} \cdot 2 \text{SO}^3 \cdot 6 \text{H}^2 \text{O}$), aluhogène ($\text{Al}^2 \text{O}^3 \cdot 3 \text{SO}^3 \cdot 6 \text{H}^2 \text{O}$), gypse ($\text{CaO SO}^3 \cdot 2 \text{H}^2 \text{O}$), mascagnite ? ($\text{NH}_4^2 \text{O SO}^3$), tschermigite ? ($\text{Al}^2 \text{O}^3 (\text{NH}_4)^2 \text{O} \cdot 4 \text{SO}^3 \cdot 24 \text{H}^2 \text{O}$), thénardite ? ($\text{Na}^2 \text{O SO}^3$), et divers minéraux non identifiés jusqu'à présent.

La thénardite (?) est particulièrement abondante dans les dépôts formés dans le courant du mois d'août sur les berges orientales du bassin sud. Ces dépôts consistent en efflorescences et en longues stalactites blanches légèrement jaunâtres d'une substance hygroscopique. Sous le microscope, on y reconnaît les espèces minérales suivantes :

1. Minéral incolore biaxe, $2V$ très voisin de 90° , $n_g = 1.490$, n_m voisin de 1.475, $h_p = 1.465$, $n_g - h_p$ environ 0.020. Très abondant. Thénardite (?).

2. Minéral orthorhombique de biréfringence faible et d'indices n_m voisins de 1,52. Mascagnite (?).

3. Minéral biaxe positif. $2V$ modéré, d'indice moyen légèrement inférieur à 1.470 et de biréfringence modérée. Picromérite.

4. Quelques cubes de Halite.

5. Plusieurs minéraux non identifiés qui paraissent être des produits d'hydratation et d'altération des précédents.

Il est impossible de séparer mécaniquement ces différents minéraux.

L'analyse chimique globale donne les résultats suivants :

		% Prop. mol.	Halite.	Tscher- migite.	Masca- gnite	Picro- mélite	Thénar- dite
S O ³	49,76	622		36	34	52	472
Cl ²	1,44	020	20				
Na ² O	30,55	492	20				472
K ² O	3,04	033				26	
Mg O	1,04	026				26	
Ca O	0,15	003					
Al ² O ³	0,88	009		9			
(N H ⁴) ² O	2,26	043		9	34		
H ² O	10,88	604		216		156	
	100,00						

Analyse par D. ELIASBERG.

Le calcul des proportions moléculaires montre qu'en mettant Al²O³ sous forme de tschermigite, Cl sous forme de halite, Mg O sous forme de picromélite, (N H⁴)² O sous forme de mascagnite, il reste à quelques molécules près, de quoi former 67,02 % de thénardite (Na²O SO³) dont les propriétés optiques sont précisément celles du minéral. Il reste cependant un gros excédent (232 molécules) d'eau. L'identification de la thénardite n'est donc pas absolument certaine.

Ce même minéral (thénardite ?), accompagné de mirabilite, de mascagnite et de tschermigite (?) se retrouve en stalactites suspendues à la voûte interne d'un cône éventré, immédiatement au Sud du lac de lave. Ces stalactites blanches sont accompagnées de stalactites jaunes, couleur soufre, formées d'une boule plastique de 1 à 2 cm de diamètre, suspendue dans une mince gaine de la même substance durcie.

L'analyse qualitative révèle la présence de Na, K, Al, de Mn (0,39 %), Cl, S O⁴. Les éléments suivants sont absents : Ca, Mg, N H⁴, B, F, C O², N O³. L'identification de minéraux sous le microscope est difficile; on croit y avoir reconnu principalement de la kalinite et un minéral ayant approximativement les caractéristiques suivantes : uniaxe, oubiaxe avec 2 V très petit, positif, indice inférieur = 1,460, biréfringence, 0,10.

Accompagnant le soufre dans ses divers gisements, on trouve une grande abondance d'aiguilles bien formées de gypse et parfois (au pied du cône 3) de petites quantités d'un minéral blanc soyeux, ayant l'aspect et les caractères optiques de la misénite, mais que son infusibilité et l'absence des raies de potassium obligent à rapporter plutôt à l'alunogène.

Au pied sud du même cône se trouve une petite cavité de quelques dizaines de centimètres, sur les parois de laquelle se déposent d'abondants cristaux de soufre. Au voisinage immédiat de l'ouverture de cette cavité,

la lave est légèrement altérée; elle est recouverte d'un enduit blanchâtre. Sous le microscope, on distingue :

1° un minéral en prismes allongés à extinction droite et allongement négatif, dont l'indice inférieur est compris entre 1,445 et 1,460, et l'indice supérieur entre 1,473 et 1,490 et qu'on doit rapporter à la picromérite;

2° un minéral biaxe négatif 2 V voisin de 60°, possédant un clivage perpendiculaire à un axe optique et un indice médian voisin de 1,450 et qui est probablement de la kalinite.

Sur les coulées sorties des fissures latérales du volcan, le 28 janvier 1938 et plus d'un mois après leur épanchement, on observe par temps sec des efflorescences blanches qui disparaissent momentanément après chaque pluie. Ces efflorescences sont inidentifiables sous le microscope. L'analyse révèle la présence de $S O^4$, Na, K, et l'absence de tous les autres éléments, y compris les chlorures.

III. — CHLORURES.

Les seuls chlorures identifiés jusqu'à présent sont le chlorure de sodium (kalite) et le chlorure d'ammonium. Le premier se trouve généralement associé en petites quantités aux sulfates décrits précédemment; le second n'a été trouvé qu'en deux endroits. Le premier de ces endroits se situe au milieu d'une des branches de la coulée du 28 janvier, sortie de la fissure 1 vers 2400 m. La coulée y est épaisse d'un mètre. La lave est altérée sur quelques mètres carrés et des vapeurs à basse température (70-100 °C) s'échappent de petites fissures; ils consistent entièrement en $N H^4 Cl$. Le second gisement de ce sel s'est formé dans le courant du mois de mai 1938, au pied est du cône 7, sur une petite coulée de lave sortie de ce cône. La localisation de ces gisements semble résulter d'une cause fortuite, la présence de matières végétales, par exemple. Il est à remarquer que les sulfates « primaires » recueillis à l'orifice nord n° 2 ne contiennent pas d'ammonium.

Les laves et scories immédiatement au Nord du lac de lave, et qui sont exposées aux fumées qui s'en dégagent, se recouvrent d'un enduit d'altération en très grande partie insoluble, principalement de l'opale. En les traitant par l'eau bouillante, on obtient une solution où l'on caractérise les ions Cl, Ca^{++} , Mg^{++} et $(N H^4)^+$. Il s'agit plus probablement des produits d'altération de la lave par les vapeurs que de sublimés à proprement parler.

IV. — CARBONATES.

L'occurrence des carbonates paraît limitée aux coulées, ils se forment peut-être par l'action du $C O^2$ dégagé par la combustion de la végétation incendiée par la lave.

Des dépôts extrêmement déliquescents faisant violemment effervescence,

recueillis en mars 1938 sur la face intérieure de la croûte de la coulée récente du flanc sud-est du Nyamuragira, à l'altitude 2900 m, consistent :

1° en un minéral très biréfringent, négatif $2V = 50^\circ$, en longues aiguilles à extinction droite et allongement négatif, qui est probablement de la thermonatrite ($\text{Na}^2 \text{O} \text{CO}^2 \text{H}^2 \text{O}$) et

2° en un minéral s'altérant très rapidement à l'air, négatif ($2V = 70$ ou 80°) ayant tous ses indices inférieurs à 1,440, l'indice supérieur étant plus grand que l'indice inférieur de la thermonatrite, et qu'on peut rapporter au natron ($\text{Na}^2 \text{O} \text{CO}^2 10 \text{H}^2 \text{O}$).

A l'extrémité de cette même coulée, à l'endroit où elle coupe la piste de Mushumangabo, on a recueilli sur des fragments de lave chaotique une poudre blanche, sèche, légère, en grains très fins, faisant violemment effervescence aux acides. Elle paraît très analogue à une poudre mélangée à de la cendre végétale et recueillie au même endroit sur la face interne d'un moule d'arbre carbonisé. Au microscope, on y reconnaît une substance de forte biréfringence et d'indices supérieurs à 1,54, et une substance faiblement biréfringente, d'indices voisins de 1,51. A l'analyse, la poudre perd un peu d'eau, donne des réactions positives pour Ca, Mg, Al, et des réactions négatives pour tous les anions, sauf pour CO^2 , ainsi que pour K et NH^4 ; Na ne se trouve qu'en traces. Il s'agit probablement d'un mélange d'un carbonate anhydre et d'hydrotalcite (?) ($6 \text{Mg} \text{O} \text{Al}^2 \text{O}^3 \text{CO}^2 12 \text{H}^2 \text{O}$).

En résumé, les sublimés formés au cours de l'éruption de 1938 consistent principalement en sulfates d'origine « primaire », c'est-à-dire transportés comme tels dans la phase gazeuse à haute température. Ce sont principalement des sulfates de Na, Al, K, Ca, Mg et NH^4 , dont l'identification est souvent douteuse ou impossible, et parmi lesquels dominent les sulfates de soude et la gypse. Les chlorures ne se trouvent qu'en quantités accessoires et l'origine primaire des carbonates n'est pas établie. On n'a pas observé de modifications systématiques dans le temps ou dans l'espace de la nature des dépôts formés.

Il est intéressant de noter qu'au Vésuve, dont les laves appartiennent au même type magmatique général que celles du Nyamuragira (type méditerranéen), les chlorures prédominent sur les sulfates. Les hautes teneurs en alcalis et particulièrement en potasse de magma ne paraissent donc pas être liées à l'abondance d'un constituant volatil en particulier.

2. — LES LAVES

Il convient de distinguer parmi les laves de cette éruption d'une part, celles qui sont issues du cratère même du volcan aux premiers jours de l'éruption et d'autre part, celles qui se sont épanchées dans la suite à Tshambene. Chimiquement, ces deux catégories paraissent très semblables; elles se différencient minéralogiquement par la quantité de leucite présente en phénocristaux, en inclusions, ou dans la pâte.

Les laves du Nyamuragira sont généralement plus scoriacées et plus vésiculaires que celles de Tshambene; leur structure les rend impropres à l'étude en lame mince. Seules les parties inférieures ou moyennes des coulées sont suffisamment massives pour qu'on puisse y tailler une lame mince.

La grande coulée issue vers 2930 m d'altitude de la fissure n° 3, au Sud-Est du volcan, est extrêmement vésiculaire près de sa source; son épaisseur moyenne ne dépasse pas 30 à 50 cm. Cette coulée se divise à quelques centaines de mètres sous sa source en deux branches principales qui se ramifient à leur tour et dont une extrémité décrit autour du volcan un quart de cercle complet, pour venir aboutir à un demi-kilomètre à l'Ouest de Mushumangabo, au pied est du Nyamuragira. Cette coulée est notablement plus épaisse à son extrémité (2 à 3 m) qu'à son origine. Elle est formée d'un entassement chaotique de blocs dont l'aspect rappelle celui d'un champ fraîchement labouré. Ces blocs consistent souvent en fragments de lave cordée disloquée ou en débris qui portent en creux des moules d'arbres calcinés. Cette coulée, qui n'a mis que quelques heures à parcourir les 9 ou 10 kilomètres qui séparent son extrémité de sa source, possédait encore, là où elle s'est arrêtée, une fluidité suffisante pour mouler complètement des troncs; elle ne s'est donc pas mue comme un entassement de blocs, et sa dislocation est par conséquent postérieure à sa consolidation. Cette dislocation est probablement due à la rupture de la croûte encore plastique par la pression de la lave sous-jacente.

Une lame mince a été taillée dans un bloc particulièrement massif provenant de la base de cette coulée (échantillon CB I 16). Cette lave est noire, luisante, compacte, modérément vésiculaire, les vésicules étant généralement étirées, mais de taille très irrégulière. A la loupe, on reconnaît des agrégats de plagioclase, d'augite et d'olivine. En lame mince, la roche a un aspect porphyrique. Elle consiste en phénocristaux idiomorphes de plagioclase, d'olivine, d'augite et de magnétite dans une pâte pilotaxitique formée de plagioclase, d'augite, de minerais, et de petits cristaux octogonaux ou arrondis de leucite qui portent presque invariablement en leur centre une petite inclusion analogue à la pâte environnante. Les phénocristaux (0,5 à 1 mm) de plagioclase se présentent généralement en agrégats de deux ou trois individus bien mâclés, légèrement zonés, titrant de 65 à 55 % d'anorthite; les microlites de la pâte sont formés d'andésine. L'olivine, généralement idiomorphe, a un angle des axes optiques voisin de 90°. L'augite a souvent la teinte violacée, caractéristique des variétés titanifères. Ces minéraux, ainsi que la magnétite, se présentent en agrégats gloméro-porphyrétiques, l'association olivine-plagioclase étant particulièrement fréquente. La lame ne contient pas de feldspath alcalin. La leucite forme environ 10 % de la roche.

L'échantillon CB I 11 provient de la même coulée. C'est une « corde » de quelques centimètres de diamètre dont les vésicules se dispersent en éventail à partir du point d'attache de la corde. Comme il faut s'y attendre,

cet échantillon de la partie superficielle de la coulée est beaucoup plus vitreux que le précédent. En lame mince, on y reconnaît des phénocristaux de labrador (0,2 mm), d'olivine ($2V = 90^\circ$), d'augite, tous idiomorphes, dans une pâte vitreuse brune d'indice élevé contenant quelques minuscules grains de leucite (0,01 mm), des microlites de plagioclase, d'augite et de minerai. Les grains de leucite sont riches en inclusions qui suggèrent que la cristallisation de la leucite est postérieure au développement des microlites de la pâte.

La lave épanchée aux fissures sud-ouest (fissures 1, 2, 5) présente, comme il fallait s'y attendre, beaucoup d'analogies avec celle des fissures sud-est. L'échantillon CB I 41 provient de la partie inférieure de la coulée issue de la fissure 1; il a été recueilli au milieu de cette coulée, vers 2500 m d'altitude. Cette lave est plus claire que les précédentes; elle est perforée d'innombrables vésicules de forme irrégulière et de petite taille et contient de grandes inclusions (2 cm et plus) formées de cristaux de leucite cimentés par un verre brun à reflets bleus et d'indice 1,575. Au microscope, on observe que ces inclusions consistent en grandes plages de leucite idiomorphe bourrée de grains allongés d'augite titanifère, disposée à la façon des rayons d'une roue. Les grains voisins rayonnant d'un centre commun ont tendance à s'éteindre parallèlement. Cette disposition « dactylographique » de l'augite dans la leucite est identique à celle de l'augite dans l'orthose de la shonkinite de Shonkin Sag, Montana.

La lave elle-même est riche en agrégats de bytownite ou de labrador bien mâclés; elle contient aussi quelques phénocristaux d'augite, d'olivine et de minerai dans une pâte sombre formée de microlites de plagioclase, de grains de pyroxène et de magnétite dans un verre brun. On y distingue aussi quelques grains de leucite. La roche contient en outre quelques petites inclusions (qq. mm.) d'une roche grenue formée de plagioclase, leucite et augite, et des inclusions à contour irrégulier, formées d'une mosaïque de minuscules bâtonnets de plagioclase.

Cette coulée prend par endroits un caractère chaotique; les fragments entassés qui la constituent ont alors une structure plus massive. Ils sont perforés de vésicules irrégulières, généralement allongées de toutes tailles; ces vésicules portent parfois un enduit brun qui est caractéristique des surfaces refroidies à l'abri de l'air (faces internes des plis formés par la croûte, etc.).

L'échantillon CB I 21 qui appartient au type chaotique (2250 m) est formé d'une lave grise contenant de nombreux agrégats de plagioclase, bien visibles à l'œil nu, et quelques phénocristaux (2 à 3 mm) de leucite. Au microscope, on y reconnaît un plagioclase à 65 % d'anorthite généralement bien mâclé et contenant souvent de petites inclusions arrangées suivant les clivages, des phénocristaux idiomorphes d'olivine, des minerais et un peu d'augite dans la pâte sombre formée d'un feutrage très fin de plagioclase, d'augite et de minerai en grains très petits. L'augite et l'olivine sont souvent intimement associés au plagioclase et au minerai, l'augite

moulant le plagioclase. Ces agrégats de plagioclase, associé à l'un ou l'autre minéral, contiennent communément des plages interstitielles d'un verre brun parfaitement limpide. Ce même verre se retrouve en inclusion dans l'olivine et contient alors parfois des petits cristaux de plagioclase. La finesse des grains de la pâte et l'abondance moindre de la leucite distinguent cette coulée de celle de Mushumangabo, décrite précédemment.

La lave issue de la fissure la plus basse (n° 5) près de Tshambene (échantillon CB I 60) montre à l'œil nu d'abondants cristaux d'olivine et de plagioclase basique et de grandes inclusions de leucite associée à l'augite titanifère de la manière décrite précédemment (CB I 41). Une de ces inclusions, de forme très irrégulière et atteignant plusieurs centimètres dans sa plus grande dimension, est traversée par des veinules d'un verre brun (indice 1,575-1,58) dont la pureté contraste avec l'apparence sale et l'opacité du verre de la pâte. En lame mince, la roche se caractérise par l'abondance de l'olivine idiomorphe et la proportion élevée de leucite dans une pâte formée d'augite, de minerai et de verre.

Ces laves, issues du cratère, se distinguent de celles épanchées à Tshambene par l'abondance relative de la leucite qui se présente, on l'a vu, en phénocristaux, en inclusions, ou en petits cristaux octogonaux dans la pâte.

Dans les laves de Tshambene, la leucite est plus rare et ne se présente jamais qu'en plages irrégulières dans la pâte.

L'échantillon CB I 12 (tachylite) provient d'un des petits dykes injectés presque à fleur de sol, préalablement à la surrection des horsts; ces innombrables petits dykes forment en réalité le ciment d'une brèche dont les éléments sont constitués par les laves anciennes, entièrement disloquées au voisinage des failles. Ces dykes représentent probablement le magma dont l'injection a provoqué la formation du nouveau centre éruptif de Tshambene.

La roche est vitreuse, massive, non vésiculaire, de couleur bleu noir; à l'œil nu, on distingue de nombreux petits phénocristaux de plagioclase et un peu d'augite. En lame mince elle consiste en un verre brun limpide, d'indice élevé (1,585) contenant des phénocristaux de plagioclase à 70 % d'anorthite, d'olivine ($2V = 90^\circ$), d'augite et de minerai, et de microlites de plagioclase à texture fluidale. Les phénocristaux de plagioclase contiennent parfois des inclusions vitreuses; ils sont généralement garnis sur les bords de petites fibres noires d'une substance indéterminée, implantées perpendiculairement aux parois et qui sont notablement plus abondantes autour du plagioclase qu'autour de l'augite adjacente. La densité de cette lave est de 2,7; son coefficient d'absorption pour la lumière rouge est voisin de 0,68. M. BRECKPOT a déterminé spectroscopiquement sa teneur en certains métaux rares; ses résultats sont consignés dans la table p. 148).

La densité de cette roche est de 2,70 (écart maximum entre plusieurs déterminations : 0,04).

Cette lave CB I 12 est analogue à la partie superficielle, vitreuse, des coulées de pahoehoe qui forment la plus grande partie de l'épanchement. L'auteur a recueilli, le 8 septembre 1938, l'extrémité encore chaude d'un « doigt » de pahoehoe; le front de la coulée se trouvait alors à Kobe, soit à une dizaine de kilomètres de Tshambene. C'est un verre massif, de densité 2,74, portant quelques vésicules et « pipes » allongés, et montrant à l'œil nu des phénocristaux de plagioclase et des petits cristaux irridescents d'augite et d'olivine. L'indice du verre est voisin de 1,59; il est partiellement dévitrifié et contient de nombreuses houppes opaques qui s'implantent perpendiculairement aux parois des cristaux déjà formés.

Les coulées de pahoehoe issues de Tshambene ont généralement de 1 à 6 m d'épaisseur. Leur partie inférieure (échantillon CB I 52) est massive, foncée, perforée de vésicules étirées garnies intérieurement d'un enduit brun luisant. Au microscope, on y reconnaît les agrégats habituels de cristaux, parfois zonés de plagioclase basique (An 65 à An 70), d'abondants phénocristaux d'olivine et d'augite dans une pâte riche en verre, plagioclase, augite et minerais disposés en dendrites. On y distingue aussi parfois de petites plages de leucite englobant pœcilitiquement des grains d'augite, de minerai, de plagioclase et de fluorine (?). L'absence de feldspath alcalin paraît être commune à toutes ces laves.

Il reste enfin à décrire sommairement les laves épanchées aux cônes de Tshambene. Leur volume est insignifiant. La lave chaotique du cône 7 (mai 1938, échantillons CB I 30 et CB I 42) montre des agrégats de bytownite, des grands phénocristaux d'olivine et d'augite souvent corrodés et envahis par un verre brun très réfringent qui est abondant dans la pâte et dans les interstices des agrégats de plagioclase et d'olivine. La corrosion de l'augite s'accompagne d'une décoloration progressive et d'un changement graduel de l'angle d'extinction. La pâte, qui ne contient pas de leucite, est formée d'augite, de minerai de plagioclase et de verre. La lave contient aussi quelques inclusions de quartz d'apparence inaltérée.

Une coulée du type pahoehoe, issue du cône 6 (avril 1938) se distingue de celle du cône 7 par une moindre abondance des phénocristaux de minéraux ferromagnésiens et par la présence de quelques plages irrégulières de leucite englobant pœcilitiquement les minéraux habituels de la pâte. Ces plages de leucite, qui sont habituellement de petite dimension, sont analogues à celles de l'échantillon CB I 52 décrit précédemment.

Il sera peut-être utile de dire ici un mot des inclusions de quartz que l'on trouve dans les matériaux de projection des cônes, et plus particulièrement dans ceux du cône 7. Ces fragments sont soit absolument inaltérés, soit entourés d'une mince couronne de pyroxène, soit partiellement fondus sur les bords et transformés en une substance vésiculaire isotrope d'indice 1,485-1,49. En général, la fraîcheur de ces inclusions est remarquable; elles sont beaucoup plus abondantes dans les laves et scories de Tshambene que dans celles issues des fissures du Nyamuragira qui, en revanche, contiennent beaucoup plus de leucite. On n'a pas d'explication

de l'extraordinaire concentration de ces inclusions de quartz dans les produits du cône 7.

L'absence de feldspath alcalins paraît être caractéristique des laves récentes du Nyamuragira. Elle est peut-être due à leur état de cristallisation peu avancée qui contraste avec la texture plus grenue de beaucoup de laves anciennes qui contiennent de l'orthose.

Le tableau suivant donne les résultats de l'analyse de 3 échantillons :

	C B I 12 Tachylite. Tshambene 28-1-38 Anal. par F.-W. HERDSMAN	C B I 16 Coulée du 28-1-38 Mushumangabo Analyse par D. ELIASBERG	C B I 30 Lave du cône 7 Mai 1938 Analyse par D. ELIASBERG
Si O ²	45,64	46,58	45,34
Al ² O ³	18,96	16,81	16,21
Fe ² O ³	0,19	2,21	4,73
Fe O	10,70	11,18	9,89
Mn O	0,16	0,05	0,03
Ca O	9,63	8,11	9,54
Mg O	4,32	5,04	5,17
Na ² O	3,88	3,98	3,44
K ² O	3,54	3,71	3,46
Ti O ²	2,12	1,43	1,51
P ² O ⁵	0,51	0,11	0,21
H ² O +	0,18	0,19	0,19
H ² O -	0,16	0,04	0,03
C O ²	nil	—	tr.
Cl	0,42	tr.	nil
F	0,05	—	—
Ba	0,04	—	—
Sr	nil	—	—
S	0,13	—	—
— O = F, Cl, S	0,28	—	—
	100,35	99,44	99,75
Spectroscopiquement (R. BRECKPOT)			
A S	0,0025 %	A U	0000
Sb.	0,001	Ge	0000
Sn.	0,008	Hg	0000
Pb.	0,004	Mo	0000
Bi.	< 0,0001	Te	0000
Cd	< 0,0001		
Ag.	0,0006		

Ces laves peuvent être décrites comme des *basanites à leucite*. Elles se distinguent, par leur teneur en soude plus élevée que leur teneur en potasse, de la plupart des laves du Nyamuragira, qui sont des Kivites. LACROIX (*Minéralogie de Madagascar*, vol. III, p. 265) a donné ce nom précisément à des laves téphritiques ou basanitiques dans lesquelles la potasse est légèrement supérieure à la soude. Tel est le cas des laves du Nyamuragira et de la chaîne des Virunga en général. Les laves erronément dites de « Kanamaharagi » que recoupe la route Goma-Rutshuru près de Rugari, et qui, suivant HOIER, datent probablement de 1901, contiennent encore plus de potasse que de soude.

On ne connaît dans les Virunga qu'un nombre très limité de laves contenant plus de soude que de potasse; elles proviennent toutes de la partie ouest et sud-ouest de la chaîne. Ce sont : 1° une néphéline à melilite et leucite du petit cratère de Goma (cf. FINCKH, p. 26); 2° une leucitite de Bolingo (cf. LACROIX, *Minéralogie de Madagascar*, III, p. 267); 3° une limburgite du Nahimbi, éruption de 1904 (cf. FINCKH, p. 22); 4° un basanitoïde du Kateruzi, éruption de 1912 (cf. LACROIX, p. 265). A ces quatre échantillons viennent s'ajouter les laves de 1938 du Nyamuragira et celle d'une éruption récente (1901, 1902?) du flanc nord-ouest de ce volcan. Une analyse non publiée par D. ELIASBERG donne en effet :

Na ² O	4,06,
K ² O	3,24.

La leucitite de Bolingo et les laves de 1904 et de 1912 peuvent, de par leur situation géographique, être apparentées aux laves du Nyamuragira; la néphéline de Goma, par contre, appartient au type caractéristique du Nyiragongo.

Les laves de 1901, 1904, 1912 sont évidemment récentes; la leucitite de Bolingo, par contre, est certainement plus ancienne que d'autres laves (celle dite de Kanamaharagi, par exemple) qui contiennent plus de potasse que de soude.

Le rapport soude/potasse plus grand que l'unité, n'est donc caractéristique ni d'un volcan donné, ni d'une période donnée; il doit être considéré, jusqu'à plus ample informé, comme caractéristique d'une zone géographique. C'est vraisemblablement à la nature du socle de l'édifice volcanique et aux modifications que provoque l'assimilation de ce socle par le magma, qu'il faut rapporter l'enrichissement en soude des laves de l'extrémité sud-ouest de la chaîne.

La teneur élevée en matières volatiles de l'échantillon CB I 12 est intéressante parce que cette lave, comme il a été dit, a été injectée à faible profondeur préalablement à l'éruption de 1938; elle représente par conséquent probablement le magma initial. Un autre spécimen a été analysé par D. ELIASBERG, qui a donné les valeurs suivantes, que nous comparons à celles de HERDSMAN : (p. 161) :

	ELIASBERG	HERDSMAN
H ² O + —	0,18 0,04	0,18 0,16
Cl	0,56	0,42
F	0,19	0,05
C O ²	tr.	nil
	0,97	0,91

La teneur totale en substances volatiles des échantillons 16 et 30, épanchés au cours de l'éruption, n'est que de 0,23 et 0,22 % respectivement. La différence, soit 0,7 %, a donc été perdue au cours de l'éruption. C'est à peu de chose près, le chiffre qui a été déduit des observations directes. Il est probable toutefois qu'il n'y a là qu'une simple coïncidence, car la nature des produits de condensation et de sublimation recueillis n'indique pas que la phase gazeuse émise au cours de l'éruption ait une composition particulièrement riche en chlore.

Mécanisme du lac de lave

Les lacs de lave, dont le mieux connu est celui du Kilauea, Hawaii, se caractérisent : 1^o par un mouvement de circulation de la lave; 2^o par un dégagement parfois violent de gaz qui, en s'échappant, projettent des gerbes de lave liquide ou des fragments incandescents scoriacés (fontaines).

PERRET, et après lui DALY, ont attribué le mouvement de circulation du lac à la différence de densité qui s'établit entre la lave chaude mélangée à des gaz juvéniles et la lave froide, plus dense, qui résulte du dégazage et du refroidissement superficiels de la lave chaude. Suivant PERRET, le lac de lave constitue un bassin prolongé inférieurement par un conduit profond d'où s'élèvent des gaz chauds. Ces gaz se mélangent à la lave, l'émulsionnent et la réchauffent, provoquant ainsi son ascension. Arrivée à la surface, cette lave se refroidit, les gaz se dégagent et la lave condensée s'enfoncé. Revenue au fond du bassin, elle rencontre le flot de gaz chauds, s'émulsionne à nouveau et le cycle recommence. Les fontaines, dont l'emplacement varie peu, correspondent aux endroits à des bulles de gaz qui s'élèvent directement des profondeurs, viennent crever à la surface du lac. La lave en ces points se condense et forme une légère dépression vers laquelle s'écoulent les couches lourdes, formées à la surface du lac; un mouvement de descente s'établit ainsi et la croûte de la lave s'enfoncé verticalement.

Le fonctionnement du lac de lave de Tshambene ne semble pas confirmer l'hypothèse de PERRET.

1. On n'a aucune preuve que ce lac ait été à un moment quelconque le sommet d'une colonne par laquelle des gaz juvéniles aient pu surgir à la surface et émulsionner la lave. La subsidence de la lave et le rétrécissement progressif du lac ne révélèrent pas l'existence de conduits profonds aux points où les fontaines étaient les plus fréquentes ou les plus intenses; ces points étaient au contraire les moins profonds du lac.

2. La lave ne circulait pas en circuit fermé dans le lac; elle y pénétrait latéralement. Le fait a été bien observé au bassin nord à l'époque (19 mai) où la lave y dégringolait d'une hauteur de deux mètres.

3. Le lac ne constituait pas une entité par lui-même. Il se prolongeait au Nord et au Sud par des chenaux souterrains qui étaient parfois bien visibles, et qui ont servi successivement à l'amenée et l'évacuation de la lave. Il se prolongeait probablement aussi, comme l'ont montré les mesures magnétiques et les observations directes du 15 mai, sous sa berge orientale.

4. Les mesures n'ont mis en évidence aucune différence de température sensible entre la lave à l'entrée et la lave à la sortie. Les températures les

plus élevées ont été mesurées en général aux points d'évacuation de la lave, probablement en raison de l'agitation qui y régnait.

5. Le poids de gaz dégagé par la lave en circulation dans les bassins paraît faible (de l'ordre de 0,5 à 1 %). Il ne semble pas qu'il puisse en résulter des différences de densité suffisantes à entretenir un mécanisme de convection.

6. Le refroidissement superficiel ne semble pas être la cause déterminante du fonctionnement cyclique des bassins. La période du cycle n'est pas en rapport direct des surfaces. L'enfouissement du bassin nord sous un cône de matériaux de projection n'a pas modifié le caractère cyclique du dégagement gazeux (observation du 31 juillet).

7. L'engloutissement de fragments de croûte précède généralement l'apparition des fontaines; il n'en est pas la conséquence.

JAGGAR a donné du mécanisme de la circulation une image un peu différente de celle de PERRET. Des sondages effectués au moyen de tubes d'acier enfoncés verticalement dans la lave, lui ont permis d'établir que le lac de Kilauea est peu profond; il affecte la forme d'une soucoupe dans laquelle la lave accède par un petit nombre de conduits de diamètre limité. La lave qui s'épanche par ces conduits et circule à travers le lac, vient se déverser et se solidifier sur les berges; elle forme une masse pâteuse, dense, très peu mobile (« bench magma ») percée de chenaux dans lesquels circulent de la lave chaude et des gaz qui dégagent par réactions exothermiques une quantité de chaleur suffisante pour entretenir l'incandescence de l'énorme masse ainsi formée.

A Kilauea, le contour du lac varie d'un jour à l'autre; les berges mobiles se modifient rapidement; elles s'effondrent ou se recouvrent par débordement de petites coulées; des îlots s'enfoncent ou s'élèvent au milieu de la lave, dont le niveau subit des fluctuations de plusieurs dizaines ou de plusieurs centaines de mètres. Ces manifestations s'expliquent, selon JAGGAR, par l'équilibre isostatique qui s'établit entre la lave chaude et liquide (« lake magma ») et la masse pâteuse qui remplit le puits cylindrique foré dans les laves anciennes et qui constitue le cratère même d'Halemauau.

JAGGAR a décrit en détail le mécanisme des fontaines et ses pénétrantes études peuvent s'appliquer, mot pour mot, au cas qui nous occupe. Il a observé, comme PERRET l'avait fait avant lui, que les points où se produisent les fontaines sont des points où la croûte superficielle de la lave paraît s'enfoncer verticalement dans la masse liquide. PERRET attribuait cet engloutissement de la croûte au dégagement de gaz qui condense la lave; JAGGAR, se basant sur l'observation que l'engloutissement de la croûte précède généralement l'apparition des fontaines, pense au contraire que le dégagement violent de gaz est *causé* par l'engloutissement de la croûte et de l'air contenu dans ses pores.

L'oxygène de l'air se combine explosivement aux gaz émulsionnés dans la lave, et les produits de la combustion, en s'échappant, provoquent le bouillonnement caractéristique de la lave. JAGGAR explique ainsi l'apparition de flammes aux points où la croûte s'enfonce; il rend compte du phénomène si souvent observé à Tshambene, du mécanisme des fontaines du « premier genre » (voir p. 80) qui se produisent là où, par suite de la pression d'amont, la croûte du lac est plissée, faillée et finalement engloutie, donnant naissance à des fontaines de courte durée qui se déplacent à travers le lac à la vitesse du courant, et qui apparaissent exactement suivant la trace du fragment de croûte enfoncé verticalement.

L'effondrement des berges du lac provoque, comme nous avons pu l'observer à plusieurs reprises, le même phénomène que JAGGAR attribue également à l'oxydation des gaz magmatiques par l'air contenu dans les pores des matériaux engloutis.

On explique ainsi d'une façon satisfaisante la raison pour laquelle le siège d'une fontaine est en même temps un point d'évacuation apparent de la lave. La cause paraît en être l'entraînement d'air par la lave. Il est possible aussi que les fontaines qui s'établissent en permanence en certains points du pourtour du lac, soient causées en partie par des infiltrations d'eau d'origine météorique circulant dans les laves poreuses qui en constituent la berge.

L'activité cyclique des bassins de lave de Tshambene paraît constituer un fait nouveau qui n'a pas été observé jusqu'à présent à cette échelle.

En gros, cette activité se résume de la façon suivante : le niveau de la lave demeure constant pendant une certaine période, tandis qu'il se produit un dégagement constant de gaz. Brusquement la croûte se déchire, le niveau tombe, le dégagement de gaz augmente, les fragments de croûte sont engloutis ou entraînés sous les berges et le bassin se remplit en peu de temps par apport latéral de lave (pl. XXI et XXII).

La figure 9 (p. 83) représente les variations dans le temps, du niveau et du dégagement gazeux.

Il est difficile de savoir si l'émission abondante des gaz provoque la chute du niveau de la lave, ou vice versa; la seconde hypothèse paraît plus probable. Il y a lieu de remarquer que le volume de gaz dégagé pendant le stade tranquille, à niveau élevé, est probablement au moins aussi grand que le volume dégagé pendant les courts instants d'agitation qui accompagnent les chutes rapides du niveau. Si on admet que les chutes de niveau correspondent à la condensation d'une colonne de lave émulsionnée et qui perd brusquement ses gaz, il faut expliquer pourquoi cette condensation ne se produit pas dès que la lave a atteint la saturation, c'est-à-dire dès que le niveau en est remonté à son niveau primitif.

On pourrait penser que les chutes de niveau sont consécutives à une combustion brusque de caractère explosif des gaz magmatiques, la durée du cycle étant déterminée par l'intervalle de temps nécessaire à la diffusion

de l'oxygène atmosphérique; mais il y a lieu de noter que la durée de ces cycles est approximativement la même que le bassin soit à ciel ouvert ou enterré sous un cône; qu'elle est d'autant plus longue que la surface du bassin est plus grande, et qu'il semble pour le surplus, que le dégagement de gaz soit généralement consécutif à la chute de niveau et ne puisse par conséquent en être la cause.

La facilité avec laquelle de larges fragments flottants de croûte se laissaient entraîner sous les berges indique que ces bassins, et plus particulièrement le bassin nord, avaient une extension souterraine considérable; des observations directes et des mesures magnétiques ont mis en évidence l'existence d'un réservoir de lave sous la berge orientale du bassin sud. On a montré que la vitesse du courant dans les chenaux d'alimentation des bassins (le chenal d'alimentation du bassin nord ayant du reste servi préalablement à l'évacuation de la lave du lac) subissait des variations qui ne s'expliquaient pas par les variations de niveau en aval; on en a déduit l'existence en amont de réservoirs souterrains qui étaient probablement le siège de fluctuations de niveau analogues à celles des bassins en plein air. Il ne semble donc pas que les phénomènes purement superficiels (refroidissement, condensation par combustion de gaz, etc.) puissent suffire à donner une explication satisfaisante de l'activité cyclique.

L'hypothèse de JAGGAR implique que la masse mi-solide mi-pâteuse de la lave solidifiée qui remplit le cratère, et au travers de laquelle viennent à jour les conduits de lave liquide, joue dans le mécanisme de la circulation un rôle équivalent à celui de la lave liquide elle-même; la lave liquide ne constitue qu'une des phases, une partie de la masse en mouvement. On a vu que les bassins de lave du secteur actif du Nyamuragira ne constituaient eux aussi qu'une partie du système qui se complétait par l'énorme masse d'apparence solide qui remplissait la partie sud du cratère, et qui récelait à fleur de sol certains chenaux remplis de lave mobile. A Tshambene également, il semble que le lac, et plus tard les bassins, n'aient constitué qu'un élément d'un mécanisme complexe, en grande partie souterrain. Il est possible que la partie visible de ce mécanisme soit relativement peu importante. L'auteur est tenté de conclure de ses observations à Tshambene que les manifestations qui paraissent les plus significatives, ne sont en effet qu'accessoires. Le dégagement et la combustion des gaz, les fontaines, auxquelles PERRET et DALY attribuent un rôle important, ne jouent peut-être qu'un rôle subordonné. De même que le dégagement des gaz au pied des pentes particulièrement rapides du torrent n'est en rien essentiel à l'écoulement de la lave, de même le dégagement de gaz aux fontaines du lac, aux points de turbulence obligée où le courant se heurte aux berges ou s'engouffre dans des exutoires, n'est peut-être pas essentiel au mécanisme de la circulation.

Dans la pensée de l'auteur de ces lignes, il serait vain de vouloir rechercher dans les manifestations du lac lui-même, l'explication de son activité.

L'existence et le fonctionnement du lac de Tshambene correspondait

probablement à des conditions d'équilibre hydrodynamique interne de l'édifice volcanique, sur la complexité duquel il est difficile de se faire une idée. Le courant dans le lac n'était peut-être qu'un tourbillon superficiel de masses liquides en mouvement à l'intérieur du volcan; les variations cycliques du niveau des bassins n'étaient peut-être pas plus essentielles au mécanisme de l'éruption que « les oscillations de niveau d'un manomètre à eau monté sur une colonne à distiller ne sont essentielles à la distillation ».

En toute rigueur, il serait donc incorrect de dire, en se basant sur le résultat de nos observations, que la circulation dans le lac ne résulte pas de différences de température ou de teneur en gaz, parce qu'il est possible que ces facteurs agissent en grand sur les masses internes du volcan et provoquent effectivement des courants de convection dont les courants du lac ne seraient qu'une manifestation superficielle; tout au plus peut-on dire que les différences thermiques et le dégagement gazeux *dans le lac* ne suffisent pas à expliquer ces manifestations.

En résumé, on n'a rien observé à Tshambene qui puisse indiquer que la circulation dans le lac résulte de différences thermiques de la lave à l'entrée et à la sortie; les mesures de température indiquent que l'action thermique de la combustion des gaz est faible. La périodicité du dégagement gazeux n'est pas modifiée par les conditions extérieures de refroidissement. Ce dégagement de gaz paraît être un accident lié au mécanisme de la circulation sans en être la cause, il est relativement peu important, et le rapport du poids des gaz dégagés au poids de la lave qui traverse un bassin, en un temps donné, est faible (probablement de l'ordre de 0,5 à 1 %).

A Tshambene, le lac et les bassins de lave ne constituaient probablement qu'une partie du système circulatoire très étendu. Les courants dans le lac semblaient trahir simplement l'existence de courants internes dans l'édifice volcanique. SHEPHERD est arrivé à une conclusion identique pour Kilauea.

On n'a jamais observé de relation directe entre l'activité du lac ou des bassins et celle des autres organes¹. Les chutes de niveau du lac furent plus rapides, alors que l'activité des cônes était la plus grande (avril-mai 1938). L'activité du lac et le débit du torrent paraissaient indépendants, de même que l'intensité du dégagement gazeux n'était pas en mesure de la quantité de lave épanchée (cf. l'arrêt total d'activité aux orifices d'octobre 1938 à janvier 1939). Ces organes étaient donc probablement indépendants. Le fait que l'épanchement de la lave a continué pendant plusieurs mois après l'arrêt du dernier bassin, en juin 1939, semble indiquer que l'existence du lac n'est essentielle en rien au mécanisme de l'éruption. Les réactions dont le lac est le siège ne sont que le moteur principal du volcan; il n'est qu'une manifestation superficielle, probablement sans importance, d'un phénomène profond dont le mécanisme nous échappe encore.

1. A l'exception du double renversement du sens de la circulation dans le bassin nord qui coïncide avec le début et la fin de l'activité à l'orifice nord.

Le rôle des gaz dans le mécanisme de l'éruption

Hypothèse sur les causes de l'activité volcanique.

On a vu plus haut que des estimations du débit des gaz ont conduit à penser que le débit en poids, au cours de la première partie de l'éruption de Tshambene (février-septembre 1938) ne dépassait pas 1 % du poids de la lave. Il faut insister sur le fait que cette conclusion est basée sur des estimations dont l'approximation ne dépasse probablement pas 50 ou 100 %; cependant du fait que l'estimation inclut le volume (inconnu) des gaz nécessaires à la combustion et empruntés à l'atmosphère, il semble que ce chiffre de 1 % soit plutôt trop élevé que trop faible.

RITTMANN, qui a étudié l'éruption du Vésuve de 1929, a été frappé par « l'abondance » des gaz. Il donne pour cette éruption les chiffres suivants : lave, 12.10^6 m^3 ; gaz, 1130.10^6 m^3 . Adoptant les chiffres utilisés plus haut pour la densité de la lave et des gaz, on obtient pour le rapport gaz/lave la valeur suivante :

$$\frac{1130.10^6 \times 0,18}{12.10^6 \times 2.500} = 0,67 \%$$

qui est du même ordre de grandeur que le chiffre obtenu pour l'éruption du Nyamuragira et qui est, contrairement à l'impression de RITTMANN, remarquablement faible; RITTMANN ajoute que le volume véritable de gaz émis est peut-être plusieurs fois supérieur au chiffre donné, mais comme ce chiffre englobe vraisemblablement une certaine quantité de gaz d'origine atmosphérique (oxygène, azote) il est probable que dans le cas de l'éruption de 1929 du Vésuve, comme dans celui du Nyamuragira, le rapport en poids des gaz magmatiques émis à la lave épanchée, ne dépassait pas 1 %.

Il est entendu que ce chiffre s'applique au poids des gaz en excès sur la quantité contenue dans la lave épanchée par le torrent. La lave du torrent ne présente aucun signe de sursaturation; le dégagement de gaz à sa source est insignifiant, les coulées solidifiées sont modérément vésiculaires et leur solidification ne s'accompagne guère d'émission de vapeurs ou de fumées qui ne résulte d'incendies allumés par la lave. Elle ne contient vraisemblablement qu'une fraction de 1 % de gaz. Il semble donc qu'on puisse dire que le dégagement *total* de matières volatiles, y compris celles contenues dans la lave, est de l'ordre de 1 % du poids de celle-ci.

L'analyse de l'échantillon CB I 12, injecté souterrainement préalablement à l'éruption, donne une idée de la quantité de gaz que le magma initial pouvait contenir. On a vu que cette quantité est inférieure à 1 %.

Si l'on songe que l'éruption de 1938 n'est en somme que la continuation d'une activité qui remonte au moins à 1929, on pourrait être tenté d'expli-

quer la faible teneur en gaz de lave de 1938 en admettant qu'elle représente le résidu « dégazé » de l'activité des années antérieures. Le volume de lave épanchée dans le cratère de 1929 à 1938 est, en moyenne, de 30 millions de mètres cubes par an, soit pour une période de 10 ans, 300 millions de mètres cubes ou 750 millions de tonnes. Le volume épanché en 1938-40 est de l'ordre de 1 milliard de tonnes. En admettant une teneur initiale en gaz de 3 % et une teneur finale du produit dégazé de 1 %, le poids total de gaz émis eut dû être, pendant ces dix années, de

$$1.750.000.000 \times \frac{2}{100} = 35 \text{ millions de tonnes ou } 194.109 \text{ m}^3$$

correspondant à un débit moyen de 620 m³/sec, ce qui est plus de la moitié du débit de Tshambene.

L'auteur n'a pas visité le cratère du Nyamuragira pendant les années qui précéderent l'éruption; il ne peut donc estimer le débit de gaz à cette époque. Il semble cependant, d'après des photographies et certains témoignages de visiteurs occasionnels, qu'il n'ait pas été aussi considérable. L'émission de gaz au Nyamuragira correspondait probablement au seul volume de lave épanchée à cette époque dans le cratère. Il semble donc que le volume de gaz dégagé pendant l'éruption de 1938 représente effectivement la teneur totale en gaz du magma épanché.

Cette faible teneur n'a rien de remarquable. SHEPHERD donne pour la teneur en matières volatiles des laves et roches éruptives, les chiffres suivants (voir tableau page suivante).

Une teneur moyenne de 40 cc par gramme de roche à 760 mm Hg et 120 °C correspondrait à une teneur en poids de l'ordre de 0,7 %. Si les laves résultent d'une réfusio locale d'une portion solidifiée de l'écorce terrestre, ou de la liquéfaction d'un verre basaltique, comme le veut l'hypothèse de DALY, leur teneur en matières volatiles ne saurait être très différente de celle des roches préexistantes dont elles proviennent; elle sera donc probablement aussi inférieure à 1 %. Il est intéressant de noter que la différence des teneurs en matières volatiles des roches volcaniques et des roches plutoniques, telle qu'elle résulte des données de SHEPHERD et qui correspond peut-être à la quantité de gaz émise dans l'atmosphère en même temps que les laves, n'est, elle aussi, que de l'ordre de quelques dizaines de pourcent.

Notons qu'en dépit d'affirmations fréquemment répétées, on n'a aucune preuve qu'un magma quelconque, en profondeur, soit jamais saturé en gaz. Les cas où le magma exerce une action pneumatolytique sur ses parois, sont rares par rapport au nombre élevé de cas où cette action ne s'observe pas. Des sills formés sous très faible épaisseur de sédiments sont souvent non-vésiculaires. La vésicularité d'une lave n'implique pas nécessairement qu'elle ait été sursaturée au moment où elle a vu le jour; sa vésicularité peut avoir résulté, postérieurement à son épanchement, de son refroidissement et de la cristallisation qui en résulte. Si l'on songe que 1 % de gaz

ÉCHANTILLON	cc gaz/gr/roche à 1200° et 760 mm Hg	MOYENNE
Andésite à hypersthène, 1902, Mont Pelée . .	7,1	9,7
Aiguille de 1902, Mont Pelée	4,8	
Sommet nouveau cône près bord oriental, aiguille, 1902, Mont Pelée	4,3	
Ponce d'une nuée ardente, juillet 1902, Mont Pelée	5,9	
Croûte d'une bombe, 1902, Mont Pelée . .	26,5	
Croûte d'une bombe, 1915, Mont Lassen . .	9,5	8,7
Intérieur même bombe, 1915, Mont Lassen .	7,8	
Lave du centre du lac, 1911, Kilauea	5,4	5,5
Lave du centre du lac, 1911, Kilauea	6,9	
Lave du centre du lac, 1911, Kilauea	7,3	
Lave pahoehe de Makaopuhi, Kilauea	5,0	
Lave Aa de Makaopuhi, Kilauea	4,2	
Lave d'une ancienne coulée dans le cratère de Kilauea.	9,8	
Lave d'origine inconnue. Fragment pyro- clastique, 1924, Kilauea	0,69	
Lave ramenée par sondage dans le lac Kilauea	6,6	
Ponce, 1926, Mauna Loa	6,2	
Lave, 1926, Mauna Loa	2,9	
Lave, 1929, Niuafoua	3,9	
Granite, Stone Mountain, Georgia	34,2	36,2
Granite, North Jay, Vermont	29,4	
Granite, Barre, Vermont (contient calcite) . .	57,2	
Marvine Laccolith, Utah	31,2	
Diabase, New Market, Maryland	30,0	
Diabase, Granton, New Jersey (lég. altéré) .	89,9	

représente un volume 150 fois plus grand que celui de 99 % de lave, on constate que la vésicularité la plus extrême n'implique pas nécessairement que le magma ait contenu plus de 1 ou 2 % de gaz. DALY a donné une liste des estimations qui ont été faites des profondeurs d'intrusion de masses granitiques : ces profondeurs sont extrêmement faibles (de 600 à 6000 m), plus faibles peut-être que la profondeur des foyers des volcans actifs (déterminée au Vésuve par la nature des matériaux assimilés par la lave, à Kilauea par la profondeur des foyers des tremblements de terre d'origine volcanique). Si le magma granitique était saturé, il semble que sa tension de vapeur (que l'on connaît par les expériences de GORANSON) serait toujours suffisante pour percer le toit et provoquer des phénomènes explosifs superficiels ou des épanchements rhyolitiques qui ne sont qu'exceptionnellement connus en association avec des intrusions granitiques. Dans une pénétrante étude sur l'éruption de 1912 du Katmai, FENNER donne des raisons de croire qu'un certain temps s'est écoulé entre l'ascen-

sion du magma dans le cratère et le début de l'activité explosive; il attribue ce retard au temps nécessaire au réajustement des molécules des substances volatiles qui, selon lui, participait en profondeur à des combinaisons chimiques dont elles doivent se libérer à la surface. Une explication plus simple serait que le magma n'était pas saturé au moment de son ascension. Le dégagement de la phase gazeuse a résulté postérieurement d'une cause accessoire.

Les phénomènes volcaniques explosifs ont souvent été considérés comme l'indice d'une saturation — ou d'une sursaturation — du magma. On se base, pour expliquer les énormes tensions de vapeur caractéristiques de ces explosions, sur le phénomène de la distillation rétrograde et de l'élévation de la tension de vapeur le long de la courbe d'équilibre solidus-liquidus-gaz. Ceci impliquerait évidemment une saturation du liquidus. Il y a lieu de remarquer cependant que cette explication des phénomènes explosifs rencontre beaucoup d'objections, la principale étant que la tension de vapeur ne croît pas nécessairement au cours du refroidissement; du reste, les produits juvéniles des grandes explosions (Katmai, Krakataua) ne trahissent en général qu'une cristallisation embryonnaire. De plus, une succession d'explosions trahirait, suivant cette hypothèse, une progression dans la cristallisation. Les descriptions pétrographiques de Judd des produits du Krakataua indiquent plutôt une dissolution des phénocristaux déjà formés.

La séparation d'une phase gazeuse a également été généralement interprétée comme un indice de saturation du magma. On a mentionné précédemment la remarquable séparation des phases liquide et gazeuse, qui a été un des traits les plus frappants de l'éruption du Nyamuragira. Comme il a été dit, la lave qui s'échappait à la source ne dégagait que peu ou pas de gaz; elle ne présentait en aucune façon l'aspect d'un liquide saturé et, en refroidissant, elle prenait l'aspect massif, faiblement vésiculaire, des laves non saturées. On a dit aussi qu'il y avait des raisons de croire que cette lave était capable de dissoudre une certaine quantité de vapeur d'eau, mais les analyses n'ont pas été faites qui permettraient de vérifier ce fait. Les gaz, au contraire, s'échappaient en grandes quantités de cônes et d'orifices qui n'ont produit que des quantités insignifiantes ou même nulles (dans le cas des orifices nord, 8, 9, 10) de matériaux solides ou liquides. On a mentionné aussi le fait remarquable que l'activité du volcan paraissait être indépendante de l'activité de ces cônes et de ces orifices. L'existence simultanée de deux de ces organes (cône 7 et orifice nord, en mai-juin 1938, orifices 8 et 9 en juillet-août 1938) ou leur absence complète (octobre 1938-janvier 1939) ne paraissent avoir aucune répercussion sur l'activité du lac de lave et des bassins ou sur le débit du torrent. Tout se passait donc comme si la lave et les gaz agissaient en parfaite indépendance; la séparation des phases semblait complète.

Il est intéressant de noter que la séparation d'une telle phase est possible, même si le magma n'est pas saturé par rapport aux conditions superficielles.

Cette possibilité dépend d'un phénomène osmotique lié à l'existence de pressions différentielles. L'auteur en a donné ailleurs une étude thermodynamique qu'il suffira ici de résumer rapidement.

Supposons qu'un magma se trouvant à une certaine profondeur, soit soumis de ce fait à la pression correspondant au poids des roches surincombantes. Si ces roches sont poreuses ou fissurées en petit, de façon à être perméables aux gaz et aux gaz seulement, ceux-ci se trouveront sous une pression (résistance capillaire) différente et généralement inférieure à celle qui s'exerce sur le magma, considéré comme une solution. On sait que les conditions d'équilibre de deux ou de plusieurs phases à des pressions différentes, sont très différentes des conditions d'équilibre à la même pression uniforme.

En particulier, si le terme $\frac{dV}{dn}$ est positif (V représentant le volume d'une certaine quantité de la solution, tandis que n représente le nombre de moles de la substance volatile dissoute dans cette quantité de solution), la solubilité de la substance volatile, à une température donnée, diminuera si la pression de la solution s'élève, tandis que la pression sur la phase gazeuse reste constante. GORANSON a montré que si, par exemple, la pression sur une solution d'eau et d'albite à 1000 °C est de 4000 bars, tandis que la pression sur la vapeur d'eau pure en équilibre avec la solution n'est que de 2000 bars, la concentration de l'eau dans l'albite (2 %) sera beaucoup moindre que si la pression sur la solution est également de 2000 bars (7,4 %). Il en résulte que pour un magma donné, à une profondeur donnée, et dans des conditions telles que les gaz puissent s'échapper librement à la surface, la solubilité des gaz est moindre que si le magma tout entier se trouvait à la surface. A l'inverse de ce qu'on pense généralement, la solubilité des gaz *diminuera en profondeur*.

Ce cas paraît s'être réalisé au Nyamuragira, et il est probablement tellement fréquent qu'on peut le considérer comme le cas général en ce qui concerne les volcans. Au Nyamuragira, des fissures béantes, de profondeur inconnue, et le long desquelles s'alignaient successivement des orifices et des cônes, offraient un passage aisé aux gaz qui s'échappaient ainsi à la pression atmosphérique, tandis que la lave en profondeur se trouvait à une pression correspondant au poids des laves surincombantes. Il en résulte qu'une séparation de phases pouvait se produire même si le magma n'était pas saturé par rapport à la pression atmosphérique. Au fur et à mesure de son ascension, ce magma devenait par conséquent capable de dissoudre des quantités de plus en plus grandes de gaz; et on explique aisément qu'il ait, à la surface, l'apparence de n'être pas saturé.

Les phénomènes liés à l'existence d'une pression différentielle sur les diverses phases en équilibre, paraissent être d'une importance considérable pour l'interprétation des phénomènes volcaniques. La séparation d'une phase gazeuse, ou l'émission de quantités anormales de gaz au cours d'une phase d'une éruption, ne sont pas nécessairement l'indice que le magma

ait été saturé préalablement à l'éruption; on peut n'y voir que l'indication d'une différence de pression sur les deux phases. Cette séparation des phases peut être causée simplement par l'ouverture d'une fissure qui résulte elle-même du déclenchement de l'activité volcanique. La sur-saturation du magma, que l'on croit observer dans ces cas, n'est donc pas la cause de l'éruption, elle n'en est qu'une conséquence. Ce fait se concilie très bien avec l'observation qu'au Nyamuragira les quantités de gaz en jeu étaient insuffisantes pour expliquer, d'une façon purement mécanique, le déclenchement de l'éruption et l'ascension de la lave dans les conduits du volcan.

On a conclu précédemment que l'action thermique superficielle des gaz est négligeable; il semble qu'il en soit de même de leur action mécanique. Au total, leur rôle, dans le mécanisme superficiel d'un volcan du type du Nyamuragira, paraît insignifiant.

Il peut en être de même dans le cas de volcans d'autres types. Certaines manifestations explosives, et notamment les nuées ardentes, n'impliquent pas nécessairement l'intervention de gaz magmatiques juvéniles, elles pourraient résulter d'une action thermique s'exerçant sur des roches préexistantes à teneur ordinaire en gaz.

PERRET ne laisse aucun doute, dans les descriptions qu'il en donne, sur le fait que les nuées ardentes de la montagne Pelée « résultent d'une expansion vésiculaire, causée principalement par une élévation de température ». La formation d'une nuée ardente est un accident causé par le réchauffage; elle n'est en rien essentielle à l'activité du volcan dont elle émane.

Il est toujours important de distinguer la cause de l'effet. La nuée ardente est un effet de l'activité volcanique; la cause en est, suivant PERRET, un réchauffage des laves se trouvant dans la partie supérieure du volcan. La nuée ardente n'est par conséquent qu'une manifestation accessoire. De même au Nyamuragira, l'activité du lac de lave n'est pas essentielle au mécanisme de l'éruption, puisque celle-ci n'a cessé que longtemps après la fin de l'activité du lac; ce lac est également une manifestation accessoire. Par contre, le fait qu'en certains points du volcan régnait une température de l'ordre de 1100 °C, est une manifestation essentielle.

Les manifestations accessoires qui résultent de conditions locales et superficielles jouent un rôle prépondérant dans ce qu'on pourrait appeler la morphologie de l'éruption: son déroulement, ses manifestations caractéristiques. Même la formation de la lave, dans la mesure où elle résulte de métasomatose, assimilation et fusion de roches sédimentaires ou éruptives préexistantes, peut être considérée comme un phénomène accessoire, puisqu'elle résulte ou est influencée par des conditions locales sans relations avec la cause véritable de l'activité volcanique elle-même.

Quant à la cause fondamentale de cette action volcanique, elle est vraisemblablement d'origine profonde, comme l'indiquent d'une part

l'unité de l'action volcanique, au sens que lui donnait, il y a un siècle déjà, VON HUMBOLDT, et d'autre part la relation qui semble exister entre la position des chaînes volcaniques et les traits fondamentaux de l'architecture du globe, zones de déformation orogénique et zones d'anomalies isostatiques, qui trouvent leur origine à une profondeur de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres au moins.

C'est probablement ici, et ici seulement, que les gaz magmatiques jouent un rôle essentiel. Leur origine profonde est concevable, car il n'est guère probable que des gaz résurgents, simplement remis en mouvement par l'activité volcanique, puissent donner des spectres du genre de ceux observés au Nyamuragira. Ils sont vraisemblablement véritablement juvéniles — c'est-à-dire venant au jour pour la première fois — et représentent l'apport profond, peut-être le seul apport véritablement profond, caractéristique de l'activité volcanique. Nous les considérons comme un résidu occlus dans l'écorce du milieu gazeux primitif de l'astre terrestre.

L'hypothèse que nous formulons est que l'accès de ces gaz à la surface constitue la cause fondamentale du volcanisme. Cet accès peut être favorisé par les mêmes phénomènes (courants de convection ?) ou ceux qui conduisent aux déformations orogéniques.

L'énergie thermique de cette phase gazeuse juvénile n'est probablement pas d'origine radioactive, comme l'indique l'absence d'hélium dans l'émanation volcanique. Elle peut être d'origine chimique, comme l'indiquent les spectres du Nyamuragira, et d'origine mécanique (compression adiabatique dans les zones tectoniques, phénomènes JOULE-KELVIN dans les parties superficielles de l'écorce). Sa composition chimique n'est pas nécessairement différente, qualitativement, de celle d'un magma silicaté ordinaire.

Les réactions locales de cette phase gazeuse et des roches préexistantes (métasomatose, fusion) et les modifications physiques qui en résultent (changements de volume, dégagement de gaz primitivement contenus dans les roches métasomatisées, etc.) constituent les manifestations superficielles du volcanisme dont la morphologie dépend, dans une large mesure, de circonstances accessoires locales. La profondeur à laquelle ces réactions se produisent, la composition chimique et par conséquent la viscosité des laves qui en résultent, et les circonstances tectoniques extérieures, paraissent être les facteurs qui influent le plus sur la nature et l'évolution des phénomènes volcaniques conséquents.

En résumé, l'estimation du dégagement gazeux qui a été faite par RITTMANN au Vésuve, et par l'auteur au Nyamuragira, les teneurs en matières volatiles trouvées par SHEPHERD dans des laves et des roches plutoniennes, l'absence de vésiculation dans des roches plutoniennes superficielles et la rareté de l'association de massifs granitiques intrusifs à faible profondeur, et de phénomènes explosifs ou effusifs, tous ces indices concordent pour indiquer qu'un magma quelconque en profondeur n'est probablement pas saturé en gaz. Même la séparation d'une phase gazeuse

n'est pas un indice de saturation; elle peut résulter de circonstances accessoires (pressions différentielles). Les explications du volcanisme basées sur l'existence d'un magma saturé ou sursaturé (pouvoir ascensionnel d'une émulsion gazeuse, tension de vapeur le long de la surface d'équilibre gaz-liquide-solide) ne sont probablement pas d'application générale. Le rôle des gaz dans le mécanisme superficiel des éruptions du type hawaïen est probablement faible. Il n'est pas certain que des phénomènes volcaniques essentiellement gazeux, explosions ou nuées ardentes, ne puissent résulter de circonstances fortuites dans lesquelles l'existence d'une phase gazeuse juvénile ne joue pas nécessairement un rôle prépondérant.

On peut considérer que les manifestations volcaniques résultent d'une action essentielle relativement simple et de circonstances locales dont la diversité entraîne la multiplicité morphologique des phénomènes éruptifs. La plupart de ces phénomènes n'ont vraisemblablement qu'une signification accessoire. L'action essentielle peut se résumer, en général, à l'abondante production d'énergie thermique. C'est ici qu'apparaît le rôle fondamental d'une phase gazeuse juvénile, d'origine profonde, résidu possible des âges stellaires de la Terre, et dont les spectres du Nyamuragira permettent de postuler l'existence. De son énergie chimique et mécanique dépend probablement toute l'action volcanique.

Ses déplacements et son ascension dans l'écorce terrestre peuvent être favorisés par les phénomènes internes qui conduisent par ailleurs aux déformations orogéniques.

Caractère isotherme de l'éruption

Les mesures de température faites au torrent de lave en 1938 et à nouveau en 1940 indiquent que la température de la lave n'avait pas varié sensiblement durant cet intervalle. On n'a malheureusement pas effectué de mesures pendant la période d'activité qui précéda l'éruption de 1938; il semble cependant, d'après les témoignages de certains observateurs, que la couleur et l'éclat de la lave pendant cette période étaient les mêmes que celles de la lave de 1938. L'aspect des coulées épanchées dans le cratère ne suggère pas une viscosité très différente de celle de Tshambene. Il est possible que la température soit demeurée constante pendant toute cette période de 10 ans.

Le caractère isotherme de l'activité de 1938 à 1940 doit retenir l'attention, parce qu'il est possible d'en tirer des conclusions concernant le mécanisme de l'éruption.

1. Si les réactions chimiques superficielles (oxydations, combustions des gaz dans le lac de lave, etc.) avaient une influence quelconque sur la température de la lave, celle-ci eut dû varier en fonction de l'intensité, apparemment variable, de ces phénomènes. L'arrêt de circulation dans le lac de lave, la cessation d'activité aux bassins et aux orifices, n'a pas influé sur la température de la lave épanchée. On en conclut que l'influence thermique de ces phénomènes est négligeable.

2. La disposition du terrain, et particulièrement la distance qui sépareit les orifices à gaz de la source du torrent de lave, oblige à considérer que l'évaporation de la phase gazeuse s'effectuait à une certaine profondeur sous la surface.

L'évaporation d'un gaz est un phénomène endothermique. GORANSON a calculé que l'évaporation d'un gramme d'eau d'une solution albite-eau absorbe en moyenne 170 calories, cette chaleur d'évaporation variant du reste en fonction de la température et de la pression dans de larges limites (± 95 cal.). Il en résulte que des variations de l'intensité du dégagement gazeux devraient provoquer des variations de la température du liquide résiduel. L'absence de telles variations indique que l'influence thermique du dégagement gazeux était insignifiante; on confirme aussi que la quantité de gaz dégagée devait être faible.

Si, comme les observations semblent l'indiquer, la séparation de la phase gazeuse s'effectuait à partir d'un magma sous-saturé par rapport aux conditions superficielles et à fortiori par rapport aux conditions profondes, et devait résulter par conséquent d'une diminution de pression s'exerçant sur la phase gazeuse seulement (voir p. 173), l'évaporation des gaz entraîne-

rait, à température constante, une cristallisation progressive de tous les constituants présents à l'état solide et en équilibre avec le liquide.

On n'a pas observé que les laves de 1940 fussent notablement plus cristallines que celles de 1938; on en conclut à nouveau à l'insignifiance du dégagement gazeux.

On pourrait concevoir toutefois que, la cristallisation se produisant en profondeur, les cristaux se soient accumulés gravitativement au fond du réservoir magmatique. Dans ces conditions, la teneur en cristaux du liquidus pouvait demeurer constante, mais sa composition chimique aurait varié. On n'a pas encore fait d'analyses de la lave de 1940; toutefois, l'absence de changements notables dans sa viscosité exclut vraisemblablement la possibilité de changements notables dans sa composition chimique.

3. Si, comme les considérations du paragraphe précédent tendent à le montrer, il n'y a pas eu de cristallisation notable du magma à température constante, l'arrêt de l'éruption, en juin 1940, ne peut être imputable qu'à un épuisement progressif des réserves de lave liquide. A la fin de l'éruption, le réservoir interne que drainait Tshambene devrait être vide.

L'allure générale des variations du débit de lave au torrent, diminuant très rapidement au début de l'éruption, de plus en plus lentement ensuite, et s'éteignant progressivement, évoque l'idée d'un réservoir dans lequel la charge diminue progressivement par suite de l'écoulement de son contenu. On en conclut que, vraisemblablement, l'entière du volume épanché de 1938 à 1940 se trouvait dans le volcan, préalablement à l'éruption, à une altitude supérieure à celle de Tshambene.

Le volume épanché, de l'ordre de 500 millions de m³, correspond à celui d'une sphère de 500 m de rayon; il n'est pas vraisemblable qu'une cavité unique de cette dimension, puisse se maintenir longtemps sans s'effondrer. Il est donc nécessaire d'admettre que la lave était répartie dans l'édifice volcanique en une multitude de chenaux ramifiés.

4. Un fait significatif doit retenir l'attention. Les laves épanchées par les fissures du Nyamuragira aux premières heures de l'éruption et avant l'ouverture de Tshambene, sont plus cristallines que celles de Tshambene même. Bien que leur composition chimique soit sensiblement la même, les premières contiennent généralement des petits cristaux idiomorphes de leucite qui sont absents dans les secondes où la leucite n'est présente qu'en solution dans la pâte vitreuse ou en taches indistinctes. Cela est vrai même pour la lave épanchée à la fissure n° 5, à une altitude égale ou légèrement inférieure à celle de Tshambene; la présence de leucite cristallisée dans les laves du début de l'éruption ne peut donc s'interpréter comme le résultat d'une accumulation sélective de cristaux légers dans les parties supérieures de l'édifice.

Si, comme il vient d'être dit, la lave de Tshambene se trouvait à l'état liquide dans le volcan avant le déclenchement de l'éruption, celle-ci doit avoir eu pour effet de provoquer une résolution de la leucite cristalline.

L'aspect corrodé de certaines inclusions de leucite dans les laves des fissures et des phénocristaux d'augite et d'olivine de certaines coulées de Tshambene, suggère également une résorption partielle.

Cette résorption de certaines phases solides pourrait résulter d'une élévation de la température du magma, mais l'effet de cette élévation de température serait de diminuer la viscosité des laves. L'aspect des coulées de Tshambene suggère au contraire une viscosité plus grande que celle des coulées issues des fissures. A température constante, la résorption des phases solides pourrait résulter d'une diminution de pression s'exerçant simultanément sur toutes les phases, en s'exerçant sur les phases condensées (solides + liquide) seulement.

On peut supposer que cette diminution de pression résulte précisément de l'ouverture des fissures et de l'épanchement de la lave primitivement contenue dans les parties supérieures de l'édifice; elle serait par conséquent de l'ordre de 200 atmosphères tout au plus.

Il n'est pas certain que certains phénocristaux de plagioclase, d'augite, ou d'olivine ne soient pas en réalité des xénocristaux; les petits phénocristaux de leucite, par contre, sont manifestement d'origine endomagmatique, c'est-à-dire qu'ils sont cristallisés à partir de constituants de la phase liquide. Leur résorption indique par conséquent l'existence de phénomènes réversibles; ils devaient donc être en équilibre avec le liquide, et les conclusions du paragraphe 2 en ce qui concerne l'effet du dégagement de la phase gazeuse en sont confirmées.

5. Si la température est demeurée constante, non seulement durant l'éruption de 1938-40, mais aussi durant toute la période d'activité qui précéda cette éruption, on peut faire une hypothèse particulièrement simple sur la nature des phénomènes dont résulte l'activité du volcan.

Durant toute cette période où la température est demeurée constante, la pression sur le réservoir magmatique n'a varié que de quelques dizaines d'atmosphères (altitude du « secteur actif » en 1932 : 2905 m; en 1938 : 2995 m); la tension de vapeur du magma n'était probablement pas plus grande en 1938 qu'en 1929; seul le volume du magma semble avoir augmenté durant cette période.

Dans un magma où les réactions ne sont pas instantanées, on peut concevoir une cristallisation à température constante. C'est le cas d'un eutectique. Tant que la cristallisation n'est pas achevée et que le liquide n'a pas entièrement disparu, sa température demeure constante. C'est aussi le cas de la cristallisation d'un minéral à fusion incongruente, enstatite ou orthose, par exemple, quand la température de cristallisation de l'enstatite ou de l'orthose est atteinte, elle reste constante tant que le liquide n'a pas achevé de réagir avec les phases solides (olivine, leucite) en voie de conversion. Toutefois, toute réaction de cristallisation dans un système silicaté entraîne une diminution de volume et, si le système comporte un

constituant volatil, elle peut entraîner une augmentation de la tension de vapeur.

Au contraire, dans le cas d'une fusion s'opérant pour les mêmes raisons à température constante, le volume aura tendance à augmenter, et la tension de vapeur diminuera généralement.

On peut donc supposer que la cause directe de l'activité du Nyamuragira fut une fusion lente et qui n'était pas achevée au moment de l'éruption, la solution progressive de certaines phases solides s'accompagnant d'une précipitation simultanée, à température constante, d'autres phases solides en équilibre. L'augmentation générale de volume qui en résulterait explique la lente ascension de la lave dans le volcan, et l'accumulation d'une vaste quantité de liquide s'infiltrant dans tous les chenaux et toutes les cavités de l'édifice.

L'ouverture des fissures peut avoir été provoquée par une cause accessoire (phénomène hydrodynamique), elle a résulté, par suite de l'épanchement d'une partie de la lave, en une diminution brusque de pression qui a provoqué une résorption de la leucite. Elle a permis en outre aux gaz de s'échapper à une pression moindre que celle qui s'exerçait sur le magma lui-même, et elle a favorisé ainsi la séparation d'une phase gazeuse à partir d'un magma non saturé.

Cette différence de pression, qui était probablement inférieure à 200 atmosphères, correspondrait probablement à une diminution de solubilité de l'ordre de quelques dizaines de pourcent, de l'ordre de la quantité de gaz émise aux divers orifices.

Quant à la cause fondamentale de cette fusion, on la cherchera, en vertu de l'hypothèse formulée au chapitre précédent, dans l'action de gaz juvéniles d'origine profonde, atteignant la surface à la faveur des accidents tectoniques régionaux auquel le volcanisme des Virunga est associé. Si l'on songe aux quantités énormes d'énergie que ces gaz juvéniles pourraient contenir (chaleur de formation de N^2 à partir d'azote atomique : 9.000 calories/gramme; chaleur de formation de H^2 à partir d'hydrogène atomique : 50.000 calories/gramme) il n'y a pas nécessairement contradiction entre l'intensité supposée de leur action et leur faible proportion en poids dans les produits de l'éruption.

RÉSUMÉ

Les traits remarquables de l'éruption 1938-1940

1. L'éruption de 1938 a succédé à une longue période d'activité du type hawaïen caractérisée par un remplissage progressif de la partie sud de la caldera où venaient s'empiler les coulées issues des bassins ou des cônes localisés dans le « secteur actif ». Des poches et des chenaux souterrains traversaient la masse d'apparence solide constituée par l'empilement de ces coulées. Les bassins de lave s'alimentaient à une colonne centrale dont la position paraît être un trait permanent de l'édifice volcanique. L'apport annuel moyen de lave durant cette période (1932-38) se monte à 30 millions de mètres cubes environ.

2. Lorsque la lave dans la colonne d'alimentation eut atteint un niveau lui permettant de s'écouler en dehors du cratère par la brèche nord-ouest de la caldera, des tensions se manifestèrent dans la partie sud de l'édifice volcanique et déterminèrent l'ouverture de 5 grandes fissures; ces tensions étaient probablement dues à un phénomène hydrodynamique. Ces fissures se propagèrent de haut en bas du volcan. Un torrent de lave s'en échappe, et la partie sud du cratère, drainé, s'effondra, formant une nouvelle caldera dans l'ancienne. Une injection latérale à faible profondeur se produisit en même temps au pied sud-ouest de la montagne, provoquant des mouvements tectoniques de faible extension, localisés au voisinage d'un nouveau centre d'activité (28 janvier 1938).

3. Le nouveau volcan ainsi formé, le Tshambene, est demeuré actif sans interruption depuis cette date jusqu'à fin juin 1940, provoquant l'arrêt total de l'activité du cratère principal. Le Tshambene comportait plusieurs organes distincts : un lac de lave, deux séries de cônes et d'orifices à gaz alignés, et une « source » d'où s'échappait un torrent de lave d'un débit initial voisin de $20 \text{ m}^3/\text{sec}$. Une série de fluctuations rapides et de débordements répétés, en surhaussant les berges du torrent, amenèrent dans le courant de mai 1938 la formation d'un tunnel.

Les différents organes du Tshambene se comportaient indépendamment les uns des autres; des modifications de leur activité ne paraissaient influencer en rien sur l'activité des autres organes ou sur le développement normal de l'éruption.

4. Tshambene est, à la connaissance de l'auteur, le premier exemple de la formation d'un lac de lave au cours d'une éruption latérale. Ce fait semble prouver que le lac de lave ne constitue pas nécessairement, comme on l'a souvent dit, l'exutoire d'une colonne verticale de lave. Le lac de

lave de Tshambene n'était, semble-t-il, qu'une partie accidentellement découverte d'un réseau de conduits et de réservoirs souterrains se rattachant à la masse principale de lave.

Il y a une grande analogie entre les situations relatives de Tshambene et du Nyamuragira d'une part et de Kilauea et de Mauna Loa d'autre part. Il est possible que Tshambene représente un stade embryonnaire de la formation d'un volcan autonome.

5. Le lac de lave était caractérisé par les mêmes mouvements de circulation ininterrompue et les mêmes « fontaines » que le lac de lave de Halemau, Kilauea. De nombreuses mesures de température ont mis en évidence la constance de la température de la lave à l'entrée et à la sortie du lac; le refroidissement n'affecte qu'une mince pellicule superficielle de masse négligeable par rapport à la masse totale de la lave en mouvement. Il ne semble pas que les gaz jouent un rôle essentiel dans le mécanisme de la circulation. L'auteur pense que le lac ne constitue qu'un élément d'un système souterrain complexe, actionné par les mêmes forces qui provoquent l'ascension et l'éjection de la lave; la circulation dans le lac résulte peut-être d'un simple tourbillon des masses liquides souterraines en mouvement. Lorsque le niveau du lac eut baissé et qu'il se fut séparé en deux bassins, on put observer une activité cyclique, d'une périodicité remarquable, consistant en des chutes rapides du niveau de la lave dans les bassins. La période du phénomène était à peu près proportionnelle à la surface du bassin.

6. A l'exception d'une période singulière, s'étendant de la fin du mois d'avril au milieu du mois de mai 1938, l'activité du volcan fut régulière, décroissant insensiblement de février à septembre, puis demeurant stationnaire pendant de longues périodes. Des modifications superficielles de l'activité du volcan (naissance de nouveaux cônes, etc.) ont paru coïncider à plusieurs reprises soit avec les quelques jours qui précèdent ou qui suivent immédiatement la pleine lune, soit avec des orages magnétiques (enregistrés à Elisabethville) particulièrement violents.

7. Tshambene fut le siège d'une remarquable séparation des phases liquides et gazeuses du magma. La lave pauvre en gaz s'épanchait au point le plus bas du volcan, tandis que les gaz purs en grande partie combustibles, s'échappaient d'orifices étagés sur les pentes et s'ouvrant successivement de plus en plus haut, étendant ainsi progressivement l'aire occupée par les organes de l'éruption. L'emplacement des orifices étaient en relation directe avec les fissures ouvertes au premier jour de l'éruption.

8. Le débit de gaz, vers le milieu de 1938, était probablement notablement inférieur en poids à 1 % du poids de la lave épanchée. Ce rapport était probablement encore plus faible au début de l'éruption. La séparation des phases mentionnée au paragraphe précédent s'explique, malgré la pauvreté en gaz du magma, par un phénomène osmotique (pression exercée sur la phase gazeuse inférieure à la pression exercée sur la phase liquide).

9. De nombreuses mesures de température n'ont pas mis en évidence le rôle thermique qu'on attribue parfois à la combustion des gaz magmatiques. La température du magma est restée remarquablement constante pendant toute la durée de l'éruption. On en conclut notamment que les phénomènes superficiels (dégagement de gaz, etc.) sont insignifiants au point de vue thermique.

Il ne semble en aucune façon que l'éruption puisse être attribuée à un refroidissement et à une cristallisation progressive du magma.

10. L'étude spectroscopique des flammes volcaniques y a révélé notamment :

a) la présence de bandes moléculaires non identifiées qu'on peut rapprocher de certaines bandes du spectre des comètes;

b) la présence de bandes rapportées à N^2 et dont l'excitation exige une quantité d'énergie considérable dont l'origine (chimique?) n'est pas connue. La présence de ces bandes paraît être un indice de l'origine magmatique d'au moins une partie de l'azote contenu dans les gaz; elle ouvre des horizons nouveaux sur la possibilité de l'existence de réactions insoupçonnées ou peu connues, libérant dans le magma de grandes quantités d'énergie.

11. Les gaz transportent avec eux différents sels et notamment des sulfates alcalins et alcalino-terreux dont on a pu démontrer qu'ils ne résultent pas d'une réaction des vapeurs sulfureuses et des laves avec lesquelles elles entrent en contact. Ce transport de substances non volatiles dans une phase gazeuse s'effectue mécaniquement, la phase gazeuse constituant une « fumée » riche en particules solides en suspension.

12. Les sulfates prédominent sur les chlorures dans les dépôts de fumerolles formés au cours de l'éruption. On n'a pas observé de variations systématiques dans l'espace ou dans le temps de la nature des dépôts formés.

13. Les laves de 1938 sont des basanites qui se distinguent des kivites ordinaires du Nyamuragira par une teneur en soude égale ou supérieure à leur teneur en potasse. Ce caractère est commun à quelques laves de l'extrémité ouest et sud-ouest de la chaîne des Virunga où, d'une façon générale, la potasse prédomine sur le soude.

14. Des observations magnétiques rudimentaires indiquent l'extrême sensibilité du champ magnétique aux manifestations volcaniques. Le levé magnétique semble devoir être une des meilleures méthodes d'exploration de l'édifice volcanique. L'enregistrement des variations d'une des composantes du champ constitue probablement une des méthodes les plus propres à déceler les variations de l'activité volcanique.

15. Le volume total des laves épanchées de 1938 à 1940, est de l'ordre de $0.4 \cdot 10^9$ m³. Le débit de lave qui était au début de l'éruption de l'ordre de 20 m³/sec, a décru progressivement à 10 m³ (mai-juin 1938), puis à 1 ou

2 m³/sec (janvier 1940). Il est tombé à zéro fin juin 1940, soit 29 mois après le début de l'éruption.

Les phénomènes explosifs n'ont joué qu'un rôle insignifiant.

16. L'auteur estime que les manifestations superficielles (activité du lac de lave, combustion des gaz, etc.) ne sont en rien essentielles au mécanisme de l'éruption. Les gaz ne jouent probablement aucun des rôles mécaniques qu'on leur assigne parfois (émulsion du magma, phénomènes explosifs dus à une sursaturation du magma en cours de cristallisation, etc.).

L'action des gaz — qui constituent peut-être le seul apport véritablement juvénile et profond — paraît se limiter à l'intérieur du volcan où, par apport d'énergie chimique, fusion et métasomatose, ils provoquent la formation sur place du magma liquide. On attribue à l'expansion qui caractérise cette phase de fusion et d'assimilation, l'origine des dilatations du volcan qui précèdent les éruptions et auxquelles on attribue la morphologie en terrasse du Nyamuragira. Il semble exister un rapprochement entre ce phénomène et celui de la formation des « cone sheets ».

BIBLIOGRAPHIE

BOUTAKOFF, N. : Une nouvelle considération confirmant l'écoulement primitif du lac Kivu vers le Nord. *Bull. Soc. Belge Géol.*, **43**, 50-56, 1933.

BOWEN, N.L. : Central African volcanoes in 1929. *Trans. Am. Geophysical Union*, 301-307, 1930.

BOWEN, N.L. : Lavas of the African Rift Valleys and their tectonic Setting. *Am. Jour. Sci.*, V, **35**, 19-33, 1938.

BOWEN, N.L. and EBLESTAD, R.B. : Leucite and pseudo-leucite. *Am. Min.*, **22**, 409-415, 1937.

COMBE, A.D. and SIMMONS, W.C. : The Geology of the Volcanic Area of Bufumbiro, South-West Uganda. *Geol. Survey Uganda*, Mem. III, Part I. Entebbe 1933.

DALY, R.A. : *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. New-York, Mc Graw Hill, 1933

DALY, R.A. : The nature of volcanic action. *Proc. Am. Acad. Arts and Sci.*, **47**, 1911.

FENNER, C.N. : The Katmâi Magmatic Province. *Journ. Geol.*, **34**, 673-772, 1926.

FENNER, C.N. : Contact Relations between Rhyolite and Basalt on Gardiner River, Yellowstone Park. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **49**, 1441-84, 1938.

FINCKH, L. : Die Jung vulkanischen Gesteine des Kiwusee-Gebietes. *Wiss. Ergebn. d. Deutsch. Zentral-Afrika Exped.*, 1907-1908, Bd I.

GORANSON, R.W. : The solubility of water in granite magma. *Am. Jour. Sci.*, **22**, 481-502, 1931.

GORANSON, R.W. : Silicate-water systems : the osmotic pressure of silicate melts. *Am. Min.*, **22**, 485-90, 1937.

HOIER, R. : *Contribution à l'étude de la Morphologie du volcan Nyamuragira*. Institut des Parcs Nationaux du Congo Belge. Bruxelles, 1939, 20 pages, 16 planches.

HOLMES, A. and HARWOOD, H.E. : The Volcanic Area of Bufumbiro. The Petrology of the volcanic Field of Bufumbiro, South-West Uganda. *Geol. Survey Uganda*, Mem. III, Part II. Entebbe, 1937.

JAGGAR, T.A. : Volcanic Investigations at Kilauea. *Am. Journ. Sci.*, **44**, 161-220, 1917.

JANSSEN, J. : *C. R. Ac. Sci. Paris*, **64**, 1303, 1867; **97**, 601, 1883.

KIRSCHSTEIN, E. : Die Virunga-Vulkane, ihr geologischer Bau und ihre Berichtigung zu Tektonik. *Wissensch. Ergebnisse d. Deutschen Zentral-Afrika Exp.*, 1907-1908, Bd I, p. 110.

LACROIX, A. : *Minéralogie de Madagascar*. Vol. III. Paris, 1923.

LACROIX, A. et DELHAYE, F. : Sur l'existence du syénite néphélinique dans la région de Rutshuru (Graben Central Africain). *C. R. Ac. Sci. Paris*, 185, 589, 1927.

LIBBEY, W. : Gases in Kilauea. *Am. Jour. Sci.*, **47**, 371-372, 1894.

MELON, J. : Soufre et Minéraux sulfatés du Kivu. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **57**, B65-68, 1934.

Memoirs of the geological Survey of Scotland : Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull. Edinburgh, 1924.

- PERRET, F.A. : Volcanic Research at Kilauea. *Am. Journ. Sci.*, **35**, 1913; **36**, 1913.
- PERRET, F.A. : The Eruption of Mt. Pelée, 1929-1932. *Carnegie Institution of Washington Publ.*, 458, 1935.
- RITTMANN, A. : *Vülkankunde*. Stuttgart, 1936.
- RITTMANN, A. : Der Vesuvausbruch im Juni 1929. *Zeit f. Vülk.*, **12**, 305-322, 1930.
- SAPPER, K. : *Vülkankunde*. Stuttgart, 1927.
- SHEPHERD, E.S. : The Analysis of Bases obtained from volcanoes and from Rocks. *Journ. Geol.*, **33**, 289-370, 1925.
- SHEPHERD, E.S. : The Gases in Rocks and Some Related Problems. *Am. Journ. Sci.*, **V**, **33**, 311-351, 1938.
- SHEPHERD, E.S. and MERWIN, H.E. : Gases of the Mt. Pelée Laves of 1902. *Journ. Geol.*, **35**, 97-116, 1927.
- STEARNS, H.I., and CLARK, W.O. : Geology and Water Resources of the Kau District, Hawaii. *U. S. Geol. Survey, Water-Supply Paper* 616, 1930.
- U. S. RESEARCH COUNCIL : *The Interior of the Earth*. Edited by B. Gutenberg, New-York, 1939.
- VERHOOGEN, J. : Les volcans Virunga et l'éruption du Nyamlagira de 1938. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, **62**, B 326-353, 1939.
- VERHOOGEN, J. : New data on volcanic gases : the 1938 Eruption of Nyamlagira. *Am. Journ. Sci.*, **237**, 656-672, 1939.
- WILLIS, B. : East african Plateaus and Rift Valleys. *Carnegie Institute Washington Publ.*, 470, 1936.
- WILLIS, B. : *Living Africa*. New-York, 1930.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	3

PREMIÈRE PARTIE

Le Nyamuragira	7
Le cratère du volcan	13
Les podromes et le déclenchement de l'éruption de 1938	21
L'éruption du 28 janvier 1938 :	
Récit de M. R. HOIER	22
Les fissures	25
Origine des fissures	29
Les coulées	31
Le nouveau volcan Tshambene	34
Narration	38
Résumé des événements principaux	124

DEUXIÈME PARTIE

Mesures des températures	131
Mesures spectroscopiques	138
Mesures magnétiques	143
Les produits de l'éruption :	
Les sublimés	151
Les laves	156
Mécanisme du lac de lave	164
Le rôle des gaz dans le mécanisme de l'éruption. Hypothèse sur les causes de l'activité volcanique	169
Caractère isotherme de l'éruption	177
Résumé : Les traits remarquables de l'éruption	181
BIBLIOGRAPHIE	185

TABLE DES MATIÈRES.

PLANCHES I à XXVII.

