

Le volcanisme ignimbrétique des monts Bambouto et Bamenda (Ligne du Cameroun, Afrique Centrale) : signification dans la genèse des caldeiras

Merlin GOUNTIE DEDZO¹, Alexandre NONO¹, Emmanuel NJONFANG²
Pierre KAMGANG³, Ghislain ZANGMO TFOGOU¹, Armand KAGOU DONGMO¹
& David Guimolaire NKOUATHIO¹

1. Université de Dschang, Faculté des Sciences, Département des Sciences de la Terre, B.P. 67, Dschang, Cameroun
e-mail auteur correspondant : merlinodedzo@yahoo.fr
2. Université de Yaoundé I, Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie, B.P. 47, Yaoundé, Cameroun
3. Université de Yaoundé I, Département des Sciences de la Terre, B.P. 812, Yaoundé, Cameroun

Résumé. La nouvelle cartographie des monts Bambouto et Bamenda met en exergue l'importance volumétrique des formations ignimbrétiques qui couvrent environ 180 km² de la superficie de ces massifs avec des puissances atteignant 150 à 200 m par endroits. Leurs faciès de tuf de lapilli massif (Tlm) et brèches de lithiques massifs (Brlm) possèdent en plus des fragments lithiques de nature variée, une minéralogie identique composée de feldspaths alcalins (sanidine et anorthose), quartz, plagioclases, clinopyroxènes, biotites et oxydes ferro-titanés. La présence des caldeiras dans ces volcans est étroitement liée à l'existence de ce dynamisme ignimbrétique. L'abondance de minéraux fragmentés (40-85%), de lapillis accréionnés et de brèches co-ignimbrétiques dans les caldeiras et leurs abords traduit le caractère très explosif des éruptions ayant présidé à la mise en place de ces roches et donc favorisé les effondrements à l'origine de la formation des caldeiras. Les éléments structuraux et morphologiques, ainsi que les compositions pétrographiques montrent que ces caldeiras sont de types d'explosion et d'effondrement.

Mots-clés : Bambouto, Bamenda, Ligne du Cameroun, ignimbrites, caldeiras

Ignimbritic volcanism of Mounts Bambouto and Bamenda (Cameroun Line, Central Africa): signification in the genesis of the calderas.

Extended abstract. The Bambouto and Bamenda mountains are respectively the 3rd and 4th largest massifs in volume in the continental sector of the plutonic-volcanic Cameroun Line after mounts Cameroun and Manengouba [Fig. 1]. Mounts Bambouto (2,740 m asl) extends toward the North-East by the Bamenda massifs (2,621 m asl). They are located between 9°57' and 10°25'E and 5°27' and 6°10'N. Numerous calderas and escarpments are found in the higher zones of the massifs. Generally, the massifs are made up of volcanic products such as alkali basalts, trachytes, phonolites and significant deposits of ignimbrites [Figs 2 and 4] with ages ranging from 21 to 0.5 Ma in Bambouto mountains [Tab. I] and from 17.4 to present in Bamenda. The ignimbrites are characterized by their massive-lapilli tuff and massive lithic breccias made of one to two flow units. They lie on a metamorphic basement of pan-African age and covered with basalts which are most often lateritised. The mineralogy of ignimbrites is identical in both massifs; it is made up of quartz, alkali feldspar (sanidine and anorthoclase) [Fig. 3], plagioclase, biotites and Fe-Ti rich oxides [Tab. II]. The lithic fragments are essentially trachytic with proportionately lower rhyolites, vitrophyre, fragments of granitic basement, ignimbrites, scoriae and carbonized woods [Pl. I and II]. Chemical analysis of these rocks indicates a rhyolitic composition in Mounts Bamenda (SiO₂: 70.71-73.85%; Na₂O+K₂O: 8.23-10.47%) [Tab. IV] and a rhyolitic and trachytic composition in Mounts Bambouto (SiO₂: 63.33-73.94%; Na₂O + K₂O: 8.25-12.11%) [Tab. III]. New mapping of these formations highlights their volumetric importance because they cover almost 25% of the massifs, representing 180 km² with thickness between 150 to 200 m. The aspect ratio is high in all these ignimbrites with values varying from 1.5×10⁻² to 7.23×10⁻². The presence of ignimbrites in these two massifs distinguishes them from the other major strato-volcanoes of the Cameroun Line. Their existence is closely linked to the numerous collapsed calderas that characterize these volcanoes and of which the most important (13×8 km) is found in Mounts Bambouto. The Santa-Mbu caldera (6×4 km) and the Lefo caldera (4×3 km) in Mounts Bamenda have smaller dimensions. The external slopes, walls and floors of the calderas are dominated by several needle-like and dome-like structures which are mostly trachytic. The abundance of fragmented minerals (40-85%), accretionary lapilli and co-ignimbritic breccias in the caldera and its surrounding areas reflects the highly explosive character of eruptions that preceded the emplacement of these rocks. The structural, petrographic and morphological features show that these calderas belong to the explosive and collapse types.

Keywords: Bambouto, Bamenda, Cameroun Line, ignimbrites, calderas.

INTRODUCTION

Le volcanisme alcalin camerounais est lié à un système de fractures de direction majeure N30°. Ces fractures sont circonscrites dans une bande d'environ 100 km de large sur

plus de 1600 km de long appelée «Ligne du Cameroun». Cette ligne est une structure géologique majeure en Afrique Centrale dont l'importance peut être comparée au «système des rifts-valleys» de l'Afrique de l'Est. La Ligne du Cameroun (LC ci-après) est marquée par un alignement de

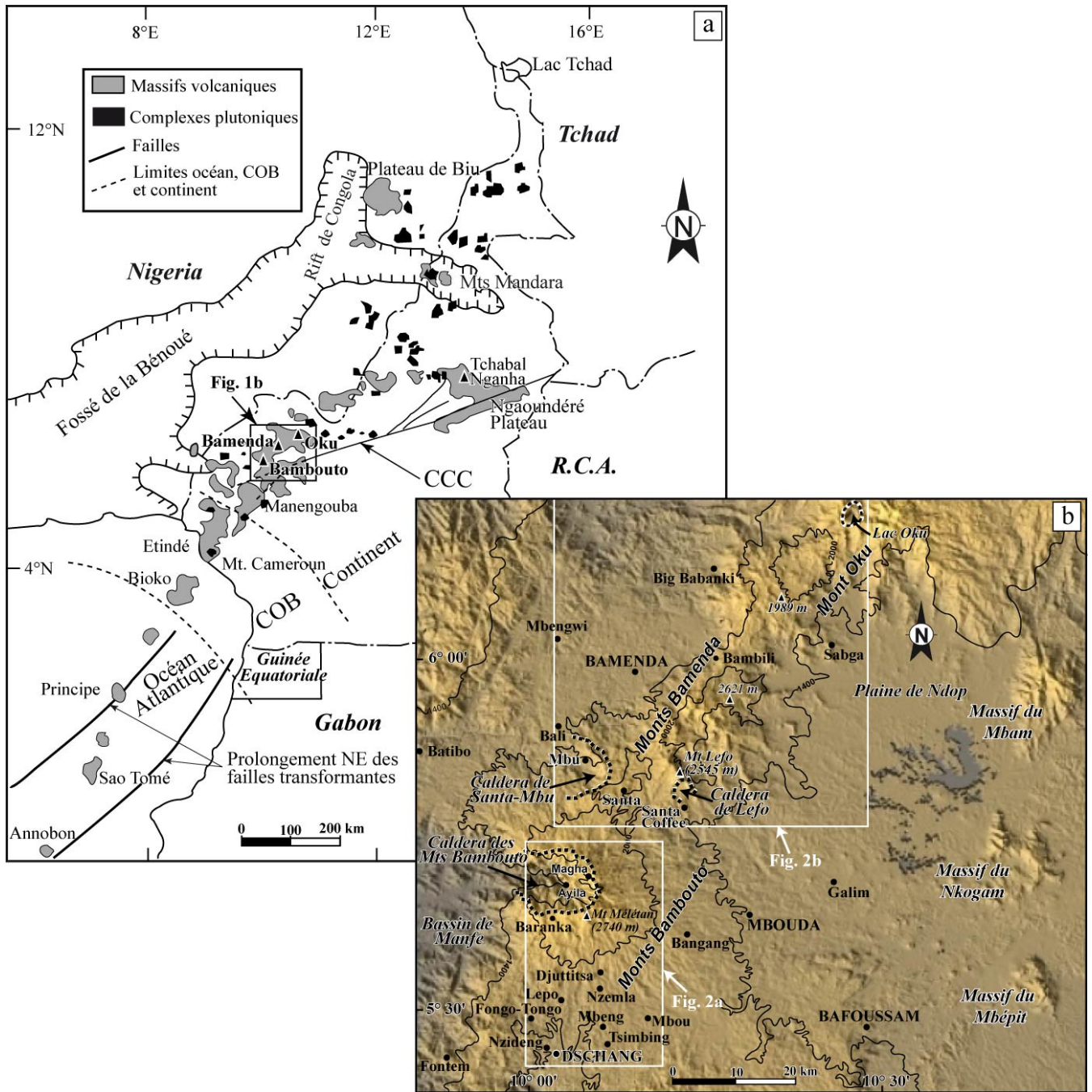


Figure 1. a) Localisation de la Ligne du Cameroun (LC) et des complexes plutoniques. Les lignes interrompues représentent la limite entre les segments de la LC : océan, COB (Continental Ocean Boundary) and continent (Emery & Uchupi 1984, Sibuet & Mascle 1978). La zone de Cisaillement Centre Camerounais (CCC) est d'après Ngako *et al.* (2006) ; les failles sont d'après Lee *et al.* (1994) et Ballentine *et al.* (1997). b) Modèle numérique de terrain de la région des monts Bambouto et Bamenda et ses environs. Source : Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, NASA).

Figure 1. a) Location map of the Cameroon Line (CL). Dashed lines are limits between the CL segments: ocean, COB (Continental Ocean Boundary) and continent (Emery & Uchupi 1984, Sibuet & Mascle 1978). Central Cameroon Shear Zone according to Ngako *et al.* (2006). Fault zones following Lee *et al.* (1994) and Ballentine *et al.* (1997). b) Digital elevation model (DEM) of mounts Bambouto and Bamenda and the close surroundings. Source: Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, NASA).

massifs volcaniques océaniques et continentaux et de complexes plutoniques anorogéniques s'étendant de l'île Annobon dans l'Océan Atlantique jusqu'au Tchad (Fig. 1). Le volcanisme exprimé le long de cette ligne a débuté à l'Eocène par la formation du Plateau Bamoun entre $51,8 \pm 1,2$ Ma et $46,7 \pm 1,1$ Ma (K/Ar ; Moundi *et al.* 2007) et

du mont Bangou entre $44,7$ et $43,1 \pm 1$ Ma (K/Ar ; Fosso *et al.* 2005) et se poursuit jusqu'à nos jours au mont Cameroun (dernières éruptions en 1999 et 2000). Dans la partie continentale de la LC, les vastes nappes d'ignimbrites sont surtout rencontrées dans les monts Bambouto et Bamenda. Des dépôts d'extension réduite sont également

signalés dans les massifs du Nkogam (Kamgang 1986, Fotié Lélé 2006), de Tchabal Nganha (Nono *et al.* 1994) et d'Oku (Dunlop 1983, Lissom 1991).

Les monts Bambouto constituent, en volume, le troisième plus grand volcan de la LC après les monts Cameroun et Manengouba. Ce massif est circonscrit entre 9°57' et 10°15'E et 5°27' et 5°48'N. Le mont Méléta (2740 m) est le point culminant du massif. Les produits volcaniques y sont représentés par des basanites, des basaltes, des hawaïites, des mugéarites, des benmoréites, des trachytes, des phonolites, des rhyolites et des ignimbrites dont les âges varient de 21 à 0,50 Ma (Tab. I).

La caldeira des monts Bambouto (Fig. 1b) est logée dans la zone sommitale du massif et constitue une dépression dissymétrique de forme grossièrement elliptique d'environ 13 km d'Ouest en Est sur 8 km du Nord au Sud. Coté sud-est, elle présente des remparts subverticaux s'élevant jusqu'à 1300 m (mont Méléta, 2740 m) au-dessus de son plancher hérissé de dômes et dômes-coulées trachytiques et phonolitiques avec, à la base des parois, des étendues planes endoréiques où s'accumulent des colluvions fines. Les remparts s'abaissent d'Est en Ouest jusqu'à disparaître au niveau de l'ouverture de la caldeira. Les travaux de Zangmo Tefogoum (2007) ont permis de montrer que le modèle de formation de la caldeira des monts Bambouto est comparable à celui de Cole *et al.* (2005).

Les monts Bamenda, qui constituent en importance volumétrique le quatrième plus grand volcan de la LC forment le prolongement NE des monts Bambouto avec lesquels ils ne présentent pas de limite franche. Ce massif est compris entre les 10°00' et 10°30'E et 5°45' et 6°10'N et culmine à 2621 m aux rebords du lac Bambili. Il est caractérisé par la présence de deux caldeiras (Fig. 1b) de dimensions plus modestes : les caldeiras de Santa-Mbu (environ 6×4 km) et de Lefo (environ 4×3 km). Leur plancher, situé respectivement à 550 et 400 m, est parsemé de dômes essentiellement trachytiques qui sont également abondants sur les versants externes du massif. Les études pétrographiques et géochimiques (Kamgang *et al.* 2007, 2008, 2010) montrent que les laves des monts Bamenda sont constituées de basanites, basaltes, hawaïites, mugéarites, benmoréites, trachytes, rhyolites et ignimbrites. Les laves felsiques sont nettement plus abondantes et les types intermédiaires (mugéarites et benmoréites) et mafiques (basanites et basaltes) moins représentés. Les datations radiométriques donnent des âges allant de l'Actuel à 17,4±0,8 Ma pour les laves basaltiques et de 12,7±0,2 à 27,40±0,6 Ma pour les laves felsiques (Kamgang *et al.* 2007, 2008).

Les monts Bambouto et Bamenda reposent sur un socle pan-africain constitué de granitoïdes (Toteu *et al.* 2001, Nzolang *et al.* 2003, Kwekam 2005). La partie inférieure (zone basse) du massif des Bambouto est constituée de roches basaltiques souvent latéritisées qui recouvrent par endroits d'épaisses coulées ignimbritiques présentant des faciès variés (Gountié Dedzo 2002, 2004, Gountié Dedzo *et al.* 2011). Dans la partie sommitale et moyenne, les roches

felsiques prédominent et recouvrent dans l'ensemble 65 à 70% de la superficie du massif. Les données géochimiques, minéralogiques et cristallographiques (Marzoli *et al.* 1999, 2000, Salviulo *et al.* 2000, Njonfang & Nono 2003) montrent des liens génétiques entre les différents types pétrographiques. Les ignimbrites d'âge miocène (12,7 à 18,1 Ma) et qui reposent sur le socle granitique ont longtemps été considérées comme les premiers produits de l'activité volcanique du massif (Tchoua 1973) ; les travaux de Nono *et al.* (2004) ont permis de définir une nouvelle chronostratigraphie du massif grâce à la découverte d'enclaves de scories et de basaltes scoriacés dans certaines formations ignimbritiques reposant sur le socle. La présence de ces enclaves a permis de mettre en évidence une phase volcanique précoce anti-ignimbritique strombolienne dans les Bambouto. Les travaux plus récents de Kagou Dongmo *et al.* (2010) ont déterminé des âges de 21,12 Ma sur des basaltes qui représenteraient ainsi la première manifestation volcanique des Bambouto. La seconde phase, entre 18,8 et 15,3 Ma correspond à la formation de la caldeira et la mise en place des ignimbrites rhyolitiques et trachytiques. La troisième phase, entre 15 et 0,50 Ma, qui est post-caldeira, est marquée par la formation des dômes trachytiques et phonolitiques, des dépôts ignimbritiques au sud du massif et une activité effusive basaltique dont la plus récente datée à 0,50 Ma est localisée à Totap et marque probablement le début d'une 4^{ème} phase (Kagou Dongmo *et al.* 2010).

Le but de notre étude était de cartographier et d'étudier les formations ignimbritiques des monts Bambouto et Bamenda afin de montrer que la présence de ces roches est liée à la mise en place des caldeiras de ces massifs. Une telle étude est réalisée pour la première fois sur la LC et pourra également être appliquée à d'autres volcans de cette ligne où les formations ignimbritiques sont signalées (Oku, Nkogam, Tchabal Nganha) pour éventuellement mettre en évidence l'existence et le mode formation des caldeiras.

LES IGNIMBRITES

Les ignimbrites des monts Bambouto

Les ignimbrites affleurent de manière discontinue sur environ 17% du massif (Fig. 2a) soit approximativement 135 km² pour un volume total estimé à 13,5 km³. Ce volume est en réalité nettement plus élevé car ces formations sont recouvertes dans le sud du massif par des basaltes généralement latéritisés. Dans la zone basse, elles reposent sur le socle métamorphique tandis que dans la zone haute, elles recouvrent les trachytes. Les différents faciès qui sont essentiellement des tufs de lapilli massifs (Tlm ; Branney & Kokelaar 2002) ont été mis en évidence dans les localités de Baranka, Dschang, Mbeng, Lepo, Nzemla I et Nzemla II ; le faciès brèches de lithiques massifs (Brlm ; Branney & Kokelaar 2002) affleure dans la localité de Mbou. Les analyses chimiques de ces roches donnent des compositions rhyolitique et trachytique (SiO₂: 63,33-73,94% ; Na₂O + K₂O: 8,25-12,11% ; Tab. II). Ce sont des ignimbrites à rapport de forme (RF) élevé de l'ordre de 1,5×10⁻² à 3,2×10⁻². L'affleurement le plus important couvre les cinq dernières localités sus-citées sur environ 17 km de long et 3 à 3,5 km de large avec une puissance

Tableau I. Compilation des datations Ar/Ar et K/Ar des roches volcaniques des monts Bambouto (Kagou Dongmo *et al.* 2010).Table I. Compilation of Ar/Ar and K/Ar datations of mounts Bambouto volcanic rocks (Kagou Dongmo *et al.* 2010).Références/References: 1, Gouhier *et al.* (1974) ; 2, Tchoua (1974) ; 3, Dunlop (1983) ; 4, Fitton & Dunlop (1985) ; 5, Marzoli *et al.* (1999) ; 6, Marzoli *et al.* (2000) ; 7, Youmen *et al.* (2005) ; 9, Nkouathio *et al.* (2008) ; 10, Kagou Dongmo *et al.* (2010).

Phase volcanique	Roche	N° échantillon.	Localisation	Age (Ma)	Méthode	Réf.
Pré-caldera	Mugéarite	KTP-27	Nord-Est de Totap	21,12 ± 0,45	K/Ar	10
	Mugéarite	CA51	Versant nord-est des Bambouto	20,83 ± 0,11	Ar/Ar	6
Syn-caldeira	Rhyolite	C100	Versant nord	18,5 ± 0,4	K/Ar	3
	Ignimbrite trachytique	IG7a	Versant sud, zone basse	18,1 ± 0,01	Ar/Ar	7
	Ignimbrite rhyolitique	CA1	Versant sud, zone basse	17,86 ± 0,06	Ar/Ar	5
	Ignimbrite trachytique	3390	Versant sud, zone basse	17, 17	K/Ar	2
	Trachyte	DJ1	Versant sud-est, zone moyenne	16,56 ± 0,39	K/Ar	9
	Trachyte	C111	Versant sud, zone moyenne	16,40 ± 0,30	K/Ar	4
	Trachyte	CA22	Versant sud, zone basse	16,23 ± 0,06	Ar/Ar	5
	Trachyte	CA10	Versant sud, zone moyenne	16,06 ± 0,04	Ar/Ar	5
	Trachyte	Y62D	Intra-caldeira	15,9 ± 0,2	Ar/Ar	7
	Ignimbrite trachytique	BA1	Caldeira, bordure sud	15,9 ± 1,0	K/Ar	1
	Ignimbrite trachytique	IG8a	Intra-caldeira	15,50 ± 0,06	Ar/Ar	7
	Rhyolite	Y1aD	Intra-caldeira	15,41 ± 0,07	Ar/Ar	7
	Ignimbrite trachytique	IG11	Rebord caldeira	15,28 ± 0,05	Ar/Ar	7
Post-caldeira	Hawaïite	CA27	Caldeira, zone sud	15,08 ± 0,09	Ar/Ar	6
	Trachyte	Y75D	Intra-caldeira	14,58 ± 0,09	Ar/Ar	7
	Trachyte	Y56D	Intra-caldeira	14,4 ± 0,1	Ar/Ar	7
	Basalte	C108	Versant sud, zone basse	14,33 ± 0,31	Ar/Ar	4
	Trachyte	3391	Versant sud, zone moyenne	14,37	K/Ar	2
	Ignimbrite trachytique	3394	Versant sud, zone basse	14,23	K/Ar	1
	Basanite	MM1	Versant sud-est, zone moyenne	14,08 ± 0,34	K/Ar	9
	Basanite	DB1	Versant Est, zone haute	13,89 ± 0,38	K/Ar	9
	Basalte	Y44D	Caldeira, bordure sud	13,8 ± 0,1	Ar/Ar	7
	Trachyte	Y10D	Intra-caldeira	13,7 ± 0,01	Ar/Ar	7
	Trachyte	Y5aD	Caldeira, rebord sud-est	12,93 ± 0,09	Ar/Ar	7
	Phonolite	Y15D	Intra-caldeira	12,9 ± 0,1	Ar/Ar	7
	Benmoréite	Y5D	Caldeira, rebord Est	12,9 ± 0,1	Ar/Ar	7
	Ignimbrite trachytique	3395	Versant sud-ouest	12,7	K/Ar	2
	Basalte	3403	Versant sud, zone basse	12,78	K/Ar	2
	Phonolite	NG1	Versant sud, zone basse	12,52 ± 0,29	K/Ar	9
	Basalte	3396	Intra-caldeira	11,8	K/Ar	2
	Hawaïite	KTP-20	Sud-Ouest Totap	11,75 ± 0,25	K/Ar	10
	Trachyte	Y69D	Rebord caldeira	11,11 ± 0,02	Ar/Ar	7
	Phonolite	3397	Rebord caldeira	10,58	K/Ar	2
	Phonolite	Y8D	Intra-caldeira	9,07 ± 0,06	Ar/Ar	7
	Benmoréite	Y58D	Versant nord	8,8 ± 0,1	Ar/Ar	7
	Hawaïite	Y67aD	Intra-caldeira	7,75 ± 0,01	Ar/Ar	7
	Phonolite	NG6	Versant sud, zone basse	6,61 ± 0,17	K/Ar	9
Mugéarite	Y66D	Intra-caldeira	6,05 ± 0,05	Ar/Ar	7	
Phonolite	Y13D	Intra-caldeira	5,2 ± 0,8	Ar/Ar	7	
Hawaïite	CA48	Versant Est	4,52 ± 0,28	Ar/Ar	6	
Activité adventive récente	Basanite	KTP-19	volcan Totap	0,487 ± 0,012	K/Ar	10
	Basanite	KTP-16	volcan Totap	0,472 ± 0,013	K/Ar	10

variant de 10 à 50 m et pouvant atteindre un maximum de 80 à 120 m par endroits.

Les ignimbrites soudées

Les ignimbrites soudées sont abondamment représentées dans le versant sud du massif des Bambouto. Elles sont identifiées selon la densité, le degré de soudure et la couleur de la roche. La nature et la proportion des fragments lithiques varient également d'un faciès à l'autre (Tab. III).

1. Les ignimbrites de Dschang

Les ignimbrites de Dschang (Fig. 2a, Pl. I,a) affleurent en nappes dans la vallée de la Menoua sur environ 9 km² avec une puissance maximale comprise entre 80 et 120 m (RF: 3,2×10⁻²). Son faciès Tlm est constitué de deux unités d'écoulement mis en place très rapidement car aucune interruption n'est observable. Les fiammes de forme ovoïde à lenticulaire représentent 5 à 10% de la roche. Les enclaves de roches, trachytiques pour la plupart, sont plus

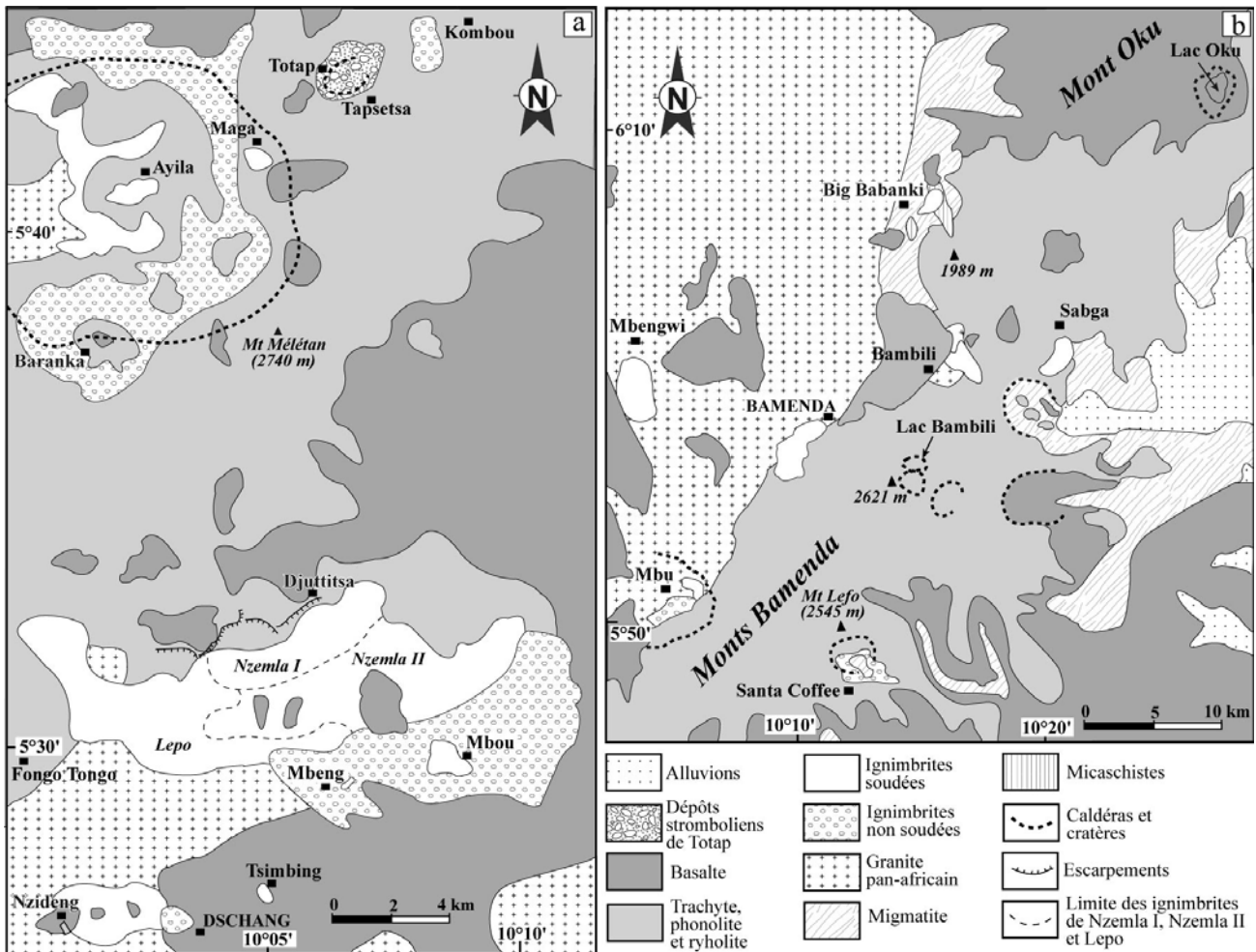


Figure 2. Cartes géologiques des monts Bambouto (a) et Bamenda (b).
 Figure 2. Geological maps of mounts Bambouto (a) and Bamenda (b).

Tableau II. Analyses chimiques de quelques échantillons d'ignimbrites des monts Bambouto (Youmen 1994).
 Table II. Chemical analyses of some ignimbrite samples of mounts Bambouto (Youmen 1994).

Echantillon	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Na ₂ O+K ₂ O
Y48D	66,33	0,83	16,52	1,84	0,10	0,02	0,00	0,11	5,22	4,96	0,06	1,30	97,09	10,18
IG8a	62,22	0,98	14,49	4,26	1,32	0,33	0,22	0,30	6,03	5,35	0,04	1,49	97,03	11,38
IG31a	73,94	0,47	12,19	0,98	0,06	0,00	0,00	0,16	3,89	4,36	0,02	1,51	97,58	8,25
IG11	64,09	0,84	10,13	4,30	0,50	0,10	0,45	0,44	6,65	5,46	0,06	1,08	100,40	12,11
X3	68,18	0,72	15,01	2,71	0,26	0,00	0,00	0,16	5,31	5,02	0,02	0,62	98,01	10,33
Y1aD	68,67	0,59	15,43	0,63	1,98	0,28	0,08	0,22	5,79	5,26	0,04	1,66	100,63	11,05

abondantes dans l'unité supérieure (10%) contrairement à l'unité de base (5%). Les enclaves de granites, de vitrophyres et de rhyolites sont moins représentées. La matrice constituée d'un verre peu dévitrifié, contient beaucoup de fragments de minéraux présentant généralement des golfes de corrosion (Pl. 1 e) : feldspaths alcalins (10-15%), plagioclases (2%), quartz (3%), biotites (1%), oxydes (2%) et clinopyroxènes (1%).

2. Les ignimbrites de Mbeng

À Mbeng (Fig. 2a, Pl. 1b), les ignimbrites s'observent à la base d'une tranchée routière Dschang-Bafoussam et sont recouvertes successivement par un premier paléosol, des

tufs, une coulée rhyolitique, un deuxième paléosol et enfin des tufs. La puissance et la surface couverte par ce faciès ne peuvent être déterminées. Son faciès T1m est constitué de deux unités d'écoulement. Les fiammes de forme ovoïde à lenticulaire représentent 5 à 10% de la roche. Les enclaves de roches, trachytiques pour la plupart, sont plus abondantes dans l'unité supérieure (15%) que dans l'unité de base (10%). Les enclaves de rhyolites, de granites, de vitrophyres et les fragments de bois fossilisés entièrement ou partiellement carbonisés sont moins représentés. La matrice, constituée d'un verre peu dévitrifié, contient beaucoup de fragments de minéraux: feldspaths alcalins (15-25%), quartz (5%), biotite (2%), oxydes (<2%) plagioclases (1%), et clinopyroxène (1%).

Tableau III. Pourcentages des constituants principaux des ignimbrites des monts Bambouto et Bamenda. Le verre représente les écharde de verre et le verre de la matrice, les ponces et les fiammes. Les pourcentages des minéraux correspondent aux cristaux libres dans la matrice. Les pourcentages de dévitrification de la matrice sont également évaluées.

Table III. Percentages of the main components of mounts Bambouto and Bamenda ignimbrites. Glass represents glass shards and glass of the matrix, pumices and fiammes. Percentages of minerals correspond to free crystals in the matrix. The percentages of matrix devitrification are also evaluated.

	Localité	verre	Dévitrification	Minéralogie		Fragments lithiques	
Mounts Bambouto	Dschang	60-65%	30-60%	20-25%	10-15% Fd alc, 3% Qtz, 2% Pl, 2% Ox, 2% Bt, 1% Cpx.	10-15%	5-10% trachyte, 2% granite, 2-5% vitrophyre, 1% rhyolite
	Mbeng	40-45%	15-20%	25-35%	15-25% Fd alc, 5% Qtz, 1% Pl, < 2% Ox, 2% Bt, 1% Cpx.	15-25%	10-15% trachyte, < 5% rhyolite, 2% bois carbonisés, 2% granite, 1% vitrophyre
	Mbou	40-45%	5%	25%	15 % Fd alc, 5% Qtz, 2% Pl, 2% Ox, 1% Bt.	30-35%	20-25% scorie, 5%trachyte, 3% vitrophyre, 2% granite.
	Lepo	35-50%	60-90%	20-30%	10-25% Fd alc, 2% Qtz, 2% Ox, 1% Pl.	15-25%	10-20% trachyte, 2% granite, 1% ignimbrite, 1% scorie, 1% vitrophyre.
	Nzemla I	60-70%	60-80%	15-25%	10-15% Fd alc, < 1% Pl, 2% Qtz, 1% Ox, 1% Cpx.	15%	10% trachyte, 2% granite, 2% scorie, 1% vitrophyre.
	Nzemla II	30-35%	50-70%	40-45%	30-35% Fd alc, 5% Qtz, 1% Pl, 2% Bt, 2% Ox.	25%	15% trachyte, 5% granite, 3% bois carbonisés, 2% rhyolite
	Baranka	50-60%	30-40%	25%	15% Fd alc, < 5% Qtz, 2% Pl, 2% Ox, 1% Bt, 1% Cpx.	15-25%	10-20% trachyte, < 3% ignimbrite, 1% bois carbonisés, < 1% vitrophyre.
Mounts Bamenda	Bamenda	75%	10-15%	15%	10% Fd alc, 2% Qtz, 1% Pl, 1% Bt, 1% Ox.	10%	8% trachyte, 2% rhyolite, 1% granite.
	Mbu	75-80%	30%	10%	5% Fd alc, 2% Pl, 1% Ox, 1% Qtz, 1% Cpx	10-15%	5-10% trachyte, 2% granite, 3% ignimbrite. 50-60% vitrophyres dans le faciès BrIm.
	Mbengwi	55%	5%	20%	10% Fd alc, 3% Qtz, 3% Ox, 2% Pl, 2% Bt.	25%	15% trachyte, 2% ignimbrite, 1% scorie, 1% vitrophyre, 1% bois carbonisés.
	Bambili	70-80%	50-95%	10-20%	5-10% Fd alc, 2% Qtz, < 3% Pl, 3% Ox, 1% Bt, < 1% Cpx.	10%	5% trachyte, 2% vitrophyre, 2% ignimbrite, 1% granite. 60-70% vitrophyres dans le faciès BrIm.
	Big Babanki	75%	5-10%	10%	5% Fd alc., 3% Qtz, 1% Pl, 1% Ox.	15%	10% trachyte, 3% rhyolite, 1% granite, 1% vitrophyre.
	Sabga	70-85%	5-10%	5-15%	5-10% Fd alc, 2% Qtz, 2% Pl, 1% Ox.	10-15%	5-10% trachyte, 3% vitrophyre, 1% rhyolite, 1% granite

3. Les ignimbrites de Bangang – Fongo-Tongo

La nappe d'ignimbrite s'étendant du Sud-Ouest de Bangang à Fongo-Tongo (Fig. 2a) est constituée de trois principaux affleurements.

L'ignimbrite de Lepo est l'une des plus étendues et couvre une superficie d'environ 16 km² pour une puissance estimée à 90 m (RF: 2×10⁻²). C'est un faciès TIm constitué par deux unités d'écoulement reposant sur un socle granitique, recouvert par endroits par des basaltes latéritisés. L'unité de base est gris-clair et présente une texture vitroclastique et eutaxitique caractérisée par des fiammes (20 à 25%) dévitrifiées, étirées et déformées; elles sont préférentiellement orientées dans la direction du tassement. Les fragments lithiques ne représentent que 10% pour les trachytes et moins de 2% pour le socle. L'unité supérieure (Pl. I, e), de couleur gris sombre, est moins riche en fiammes (10%) et 15-25% d'enclaves (trachyte, ignimbrite, granite, scorie et vitrophyre).

L'ignimbrite de Nzemla I couvre environ 10 km² pour une épaisseur variant de 50 à 70 m (RF: 1,9×10⁻²). Il s'agit ici d'un faciès TIm gris sombre constitué uniquement d'une

unité d'écoulement recouverte par un faciès BrIm d'extension limitée. Le faciès TIm soudé est constitué d'enclaves (15%) de trachytes, de socle granitique, de scories et de vitrophyres. La texture eutaxitique est marquée par des fiammes (5%) préférentiellement orientées. Le faciès BrIm est de faible cohérence et a certainement été rapidement décapé par l'érosion car il est d'extension et de puissance limitées. Ce faciès est constitué de fragments de roche de grande taille (7,5×6 cm) et de nature variée: trachytes (15-25%), rhyolites (5-10%) et vitrophyres (5%).

L'ignimbrite de Nzemla II est d'extension plus réduite (6 km²) avec une puissance moyenne de 30 m (RF: 1,5 × 10⁻²). Le faciès TIm blanchâtre caractéristique de cette ignimbrite est une unité d'écoulement recouverte par un TIm non soudée. Le TIm de base est riche en fragments lithiques (25%) de trachytes, de granite, de rhyolites et de bois carbonisés. Les fiammes (15-20%) sont de forme lenticulaire à étirée et souvent de couleur noire.

La matrice dévitrifiée (50-90%) de ces faciès TIm contient des feldspaths alcalins (10-35%), du quartz (2-5%), des oxydes (1-2%) et des plagioclases (1%) (Tab. III).

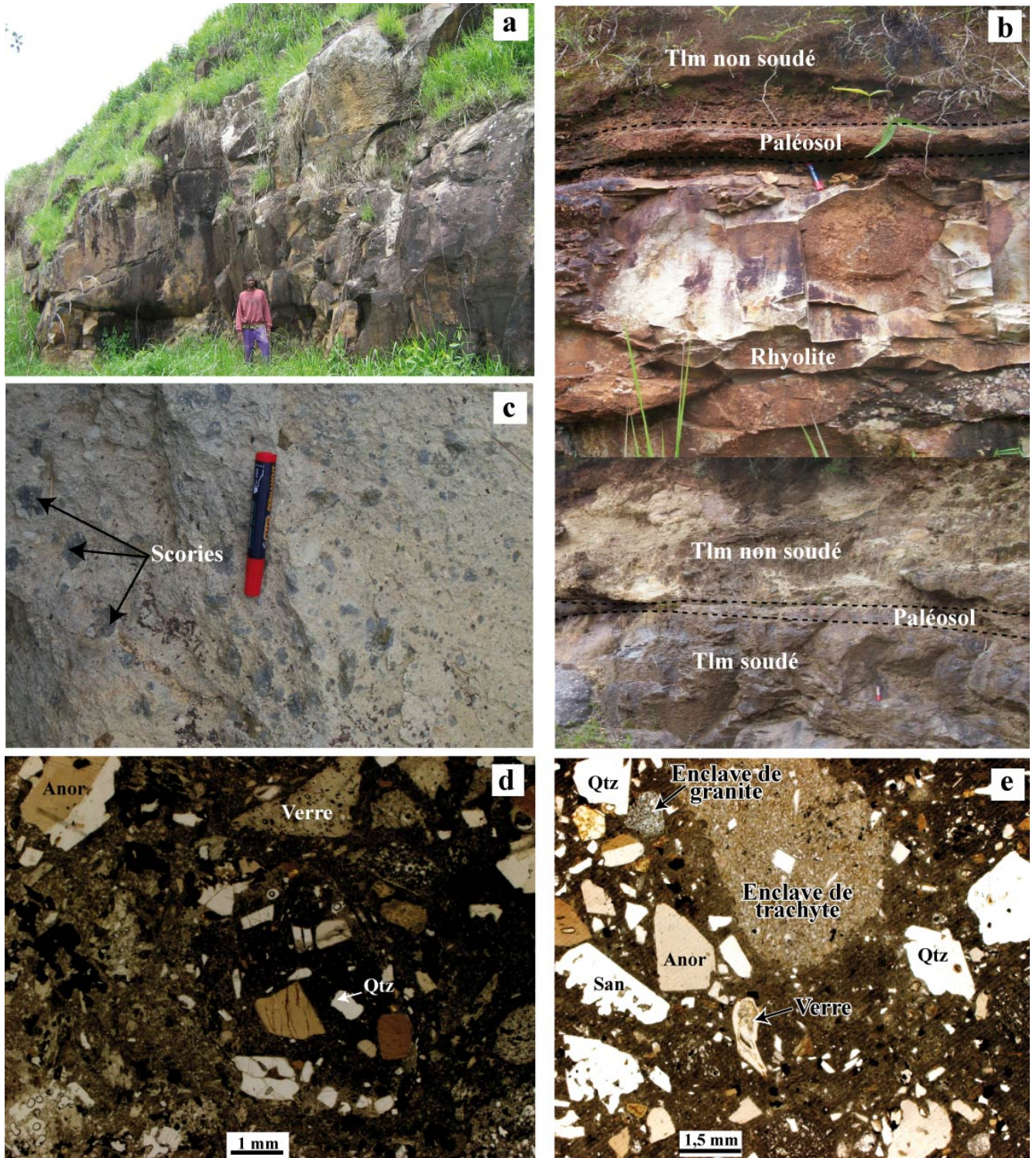


Planche I. a, Vue générale d'une partie de l'affleurement d'ignimbrite de Dschang ; b, Séquence récapitulative des formations géologiques de Mbeng ; c, scories abondantes dans l'ignimbrite de Mbou ; d, microphoto de l'ignimbrite de Mbou montrant une matrice cendreuse et plusieurs échardes de verres; e, microphoto de l'ignimbrite de Dschang montrant des minéraux résorbés par la mésostase.

Plate I. a, General view of a part of ignimbrite outcrop of Dschang ; b, recapitulative sequence of the geologic formations of Mbeng; c, presence of multiple enclave of scoriae in Mbou ignimbrite; d, microphotograph of Mbou ignimbrite showing ashy matrix and multiple glass shards; e, microphotograph of Dschang ignimbrite showing resorption of minerals by matrix.

4. L'ignimbrite de Mbou

L'ignimbrite de Mbou (Fig. 2a) a une superficie d'environ 5 km² pour une puissance n'excédant pas 25 m (RF: $0,9 \times 10^{-2}$) et un degré de cohésion faible. Il s'agit d'un faciès BrIm représenté par une unité d'écoulement. Les scories (Pl. I, c) de couleur noire (20-25%) constituent l'essentiel des enclaves avec accessoirement des trachytes, des vitrophyres et du socle granitique. La matrice cendreuse, où dominent les échardes de verre (Pl. I, d), est constituée de feldspaths alcalins (10%), plagioclases (5%), quartz (5%), oxydes (3%) et biotites (2%).

5. Les ignimbrites de Baranka

Les ignimbrites de Baranka (Fig. 2a) occupent la zone sommitale du massif ; elles couvrent de façon discontinue la partie sud-ouest des rebords de la caldeira et le fond de la dépression, soit une surface cumulée d'environ 10 km² ; la puissance est difficile à estimer à cause du relief très accidenté et du couvert végétal dense. La roche est très altérée. Plusieurs phases de dépôts ignimbritiques sont présentes avec des intercalations de coulées trachytiques et basaltiques (Fig. 2a). Le faciès qui est intercalé entre la première et la troisième unité est une ignimbrite soudée et de forte cohérence. C'est un TIm de couleur gris clair à gris verdâtre. La deuxième séquence de dépôt est un TIm représenté par une ignimbrite soudée gris clair de cohérence moins élevée que précédemment ; elle recouvre une seconde coulée de trachyte. Les enclaves (15-25%) sont des trachytes, des ignimbrites, du bois carbonisé et des vitrophyres. Au microscope, la minéralogie, presque identique, est constituée de feldspaths alcalins (15%), quartz (<5%), plagioclases (2%), oxydes (2%), biotites (1%) et clinopyroxènes (1%).

Les ignimbrites non soudées

Les ignimbrites non soudées sont des tufs volcaniques appartenant au faciès TIm. Elles couvrent environ 50 km² du massif. Les tufs affleurent dans la zone basse du massif, au Sud-Ouest de Dschang (2 km²), au Nord de Mbeng et dans les localités avoisinantes (6 km²). Dans la zone haute, elles occupent la majeure partie de la caldeira où elles sont intercalées par endroits dans les coulées trachytiques et ignimbritiques.

La pétrographie des tufs est semblable à celle des ignimbrites soudées. Les fragments lithiques trachytiques en majorité y sont plus abondants (50 à 60%) avec des dimensions plus grandes mesurant en moyenne 7x5 cm et pouvant atteindre plusieurs mètres à certains endroits (fragments de trachytes et d'ignimbrites mesurant 4,5x6 m à Fotang dans la caldeira des Bambouto). Ces caractéristiques rapprochent les tufs de ces massifs aux brèches co-ignimbritiques généralement associées aux effondrements liés à la formation des caldeiras (Branney & Kokelaar 1991). Les lapilli accréionnés, constitués de cendres agglomérées et présents dans tous les TIm non soudés sont de dimensions variables (0,6 à 2,5 cm de diamètre) et de proportion n'excédant pas 10% du volume

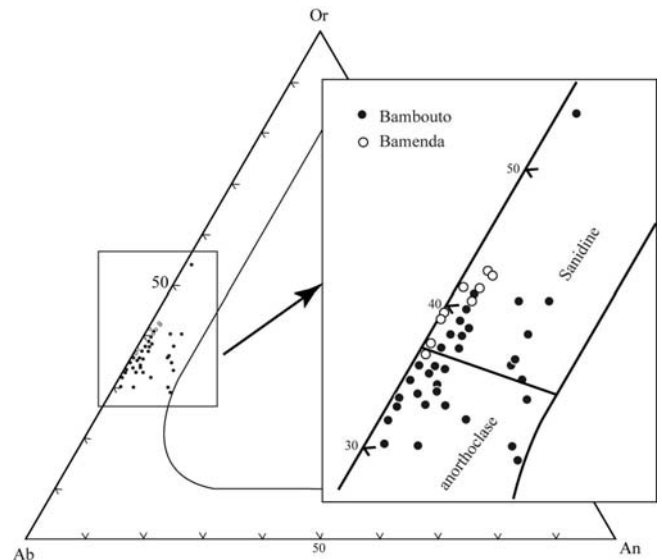


Figure 3. Position des feldspaths alcalins des ignimbrites des monts Bambouto et Bamenda dans le diagramme Ab-Or-An de Deer *et al.* (1992).

Figure 3. Position of alkali feldspar of mounts Bambouto and Bamenda ignimbrites in the Ab-Or-An diagram of Deer *et al.* (1992).

des dépôts. Les particules fines cendreuses de la matrice représentent 25 à 30% de ces formations.

Les ignimbrites des monts Bamenda

Les ignimbrites des monts Bamenda constituent environ 10% des affleurements rocheux du massif, soit environ 60 km² pour un volume estimé à 6,3 km³. Comme dans le cas des ignimbrites du sud des monts Bambouto, elles reposent sur un socle granito-gneissique et sont recouvertes par des basaltes anciens latéritisés. Les différents faciès ont été identifiés dans les localités de Bamenda, Bambili, Big Babanki, Sabga, Mbengwi et sur les rebords internes et les fonds des caldeiras de Mbu et Santa-Mbu. Les analyses chimiques de ces roches indiquent des compositions rhyolitiques (SiO₂: 70,71-73,85% ; Na₂O+K₂O: 8,23-10,47% ; Tab. IV). Ce sont également des ignimbrites à RF élevé de l'ordre de $7,23 \times 10^{-2}$ à $2,77 \times 10^{-2}$.

Les ignimbrites soudées

Les ignimbrites soudées affleurent sous forme de blocs et de boules métriques à décimétriques. La roche est massive, compacte et de couleur variable en fonction du faciès. Dans l'ensemble, les proportions des fragments lithiques et de minéraux sont nettement moins importantes (Tab. III)

1. Les ignimbrites de Bamenda

Les ignimbrites de Bamenda (Fig. 2b) couvrent une superficie d'environ 6 km² et forment de grandes nappes puissantes de 150 à 200 m (RF: $7,23 \times 10^{-2}$) présentant par endroits un débitage en prismes. Elles sont représentées par

Tableau IV. Analyses chimiques de quelques échantillons d'ignimbrites des monts Bamenda (Kamgang 2003).
 Table IV. Chemical analyses of some ignimbrite samples of mounts Bamenda (Kamgang 2003).

Echantillon	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	Na ₂ O+K ₂ O
BA12	73,65	0,2	11,28	3,72	0,16	0,00	0,00	4,2	4,3	0,00	1,21	98,73	8,5
BA13	73,82	0,2	11,44	3,64	0,08	0,00	0,00	4,37	4,54	0,00	1,22	99,31	8,91
BA15	71,31	0,43	14,05	2,39	0,00	0,00	0,05	4,9	5,57	0,03	1,11	99,54	10,47
BA77	70,71	0,27	12,72	3,47	0,16	0,00	0,29	5,55	4,62	0,03	1,53	99,74	10,17
BA89	73,85	0,24	10,79	3,95	0,09	0,02	0,25	4,13	4,1	0,03	1,85	99,74	8,23

un faciès Tlm gris clair à gris sombre et un faciès Brlm gris blanchâtre. Le faciès Tlm est constitué de deux unités d'écoulement ; le faciès Brlm, d'extension très limitée, repose sur le faciès Tlm. Les fiammes (20%) sont noires et dans l'ensemble aplatis, conférant à la roche une texture eutaxitique (Pl. II, a). Les fragments lithiques (10%) du faciès Tlm sont principalement des trachytes, des rhyolites et des granites. Dans la zone bréchifiée, leur proportion atteint 30 à 40%. Le cortège minéralogique est composé de feldspaths alcalins (10%), quartz (2%), plagioclases (1%), biotite (1%) et oxydes (1%).

2. Les ignimbrites de Bambili

Les ignimbrites de Bambili (Fig. 2b) couvrent 2,5 à 3 km² avec une puissance maximale de 120 m environ (RF: 4,64×10⁻²). Elles sont formées d'un Tlm constitué par deux unités d'écoulement au-dessus desquelles repose un faciès Brlm (Pl. II, b). Le faciès Tlm de base est gris clair à gris sombre rubéfié par endroits, où l'on note la présence de nombreuses fiammes (60%) (Pl. II, b). Les enclaves de roches (10%) sont représentées par des rhyolites, des trachytes, des ignimbrites et des granites. Elles représentent 60 à 70% dans les Brlm où l'on a principalement des enclaves de vitrophyres noires. La matrice très dévitrifiée est constituée de feldspaths alcalins (5-10%), quartz (2%), plagioclases (<3%), oxydes (3%), biotites (1%) et clinopyroxènes (<1%).

3. Les ignimbrites de Big Babanki

Les ignimbrites de Big Babanki couvrent une superficie évaluée entre 2 et 3 km² pour une puissance n'excédant pas 70 m (RF: 4,07×10⁻²). Elles sont constituées d'un faciès Tlm formé de deux unités d'écoulement recouvertes d'un faciès Brlm. La couleur blanchâtre des Tlm est due à l'état d'altération avancé et à leur richesse en fiammes (35 à 40%). Les enclaves sont essentiellement de trachytes (10%), accessoirement de rhyolites, de granites et de vitrophyres. La zone bréchifiée est constituée essentiellement de fragments trachytiques (65 à 70%). La matrice des Tlm, peu dévitrifiée, est constituée de feldspaths alcalins (5%), quartz (3%), plagioclases (1%) et oxydes (1%).

4. Les ignimbrites de Mbu

Les ignimbrites de Mbu couvrent une superficie d'environ 2,5 à 3 km² pour une puissance estimée entre 20 et 25 m, ce qui correspond à un rapport de forme d'environ 1,2×10⁻². Le faciès Tlm, constitué d'une unité

d'écoulement, est surmonté d'un faciès Brlm constitué essentiellement de vitrophyres (50-60%) de couleur noire. Le Tlm contient de moins de 5% de fiammes et de 10 à 15% de fragments lithiques (trachytes, granites et ignimbrites) ; la matrice est constituée de feldspaths alcalins (5%), plagioclases (2%), oxydes (1%), clinopyroxènes (1%) et quartz (1%).

5. Les ignimbrites de Mbengwi

Le faciès de Mbengwi couvre environ 13 km² pour une puissance maximale de 45 à 50 m (RF: 1,28×10⁻²) et repose sur les syénites. C'est un faciès Brlm représenté par une unité d'écoulement. Les fragments lithiques (25%) sont des trachytes, des scories, des ponces, des ignimbrites, des vitrophyres et du bois carbonisé. La matrice cendreuse (Pl. II, e) est faite de feldspaths alcalins (10%), quartz (3%), oxydes (3%), plagioclases (2%) et biotites (2%).

6. Les ignimbrites de Sabga

Les ignimbrites de Sabga couvrent environ 6 km² pour une puissance variant de 70 à 100 m (RF: 2,77×10⁻²). C'est un faciès Tlm constitué de trois unités d'écoulement dont la couleur varie du gris sombre à la base au gris clair au sommet du dépôt. Les fiammes sombres (10%) de cette ignimbrite montrent une orientation préférentielle. Les fragments lithiques (10-15%), plus abondants dans la deuxième unité, sont des trachytes, des vitrophyres, des rhyolites et des granites. L'association minéralogique est formée de feldspaths alcalins (5-10%), plagioclases (2%), quartz (2%) et oxydes (1%).

Les ignimbrites non soudées

Les ignimbrites non soudées affleurent dans la caldeira de Lefo sur environ 3,5 km² et dans la caldeira de Santa-Mbu sur 1,5 à 2,5 km². Leur puissance est difficile à estimer à cause de la végétation abondante et du relief très accidenté. Comme dans le massif des Bambouto, la roche, très pulvérulente, est constituée d'enclaves (20 à 25%) de nature trachytique essentiellement, avec accessoirement celles d'ignimbrite, de rhyolite, de socle granitique et de vitrophyre. La dimension moyenne de ces enclaves est de 3×2,4 cm et peut par endroits être inférieure à 1,5×2,5 m. Comme dans les monts Bambouto voisins, il s'agit des caractéristiques proches des brèches co-ignimbritiques. Les lapillis accrétonnés sont peu représentés (<5%), certainement à cause de l'état d'altération très avancé dans les dépôts. Dans la matrice cendreuse, on note la présence du quartz, de feldspaths et de reliques de ponces.

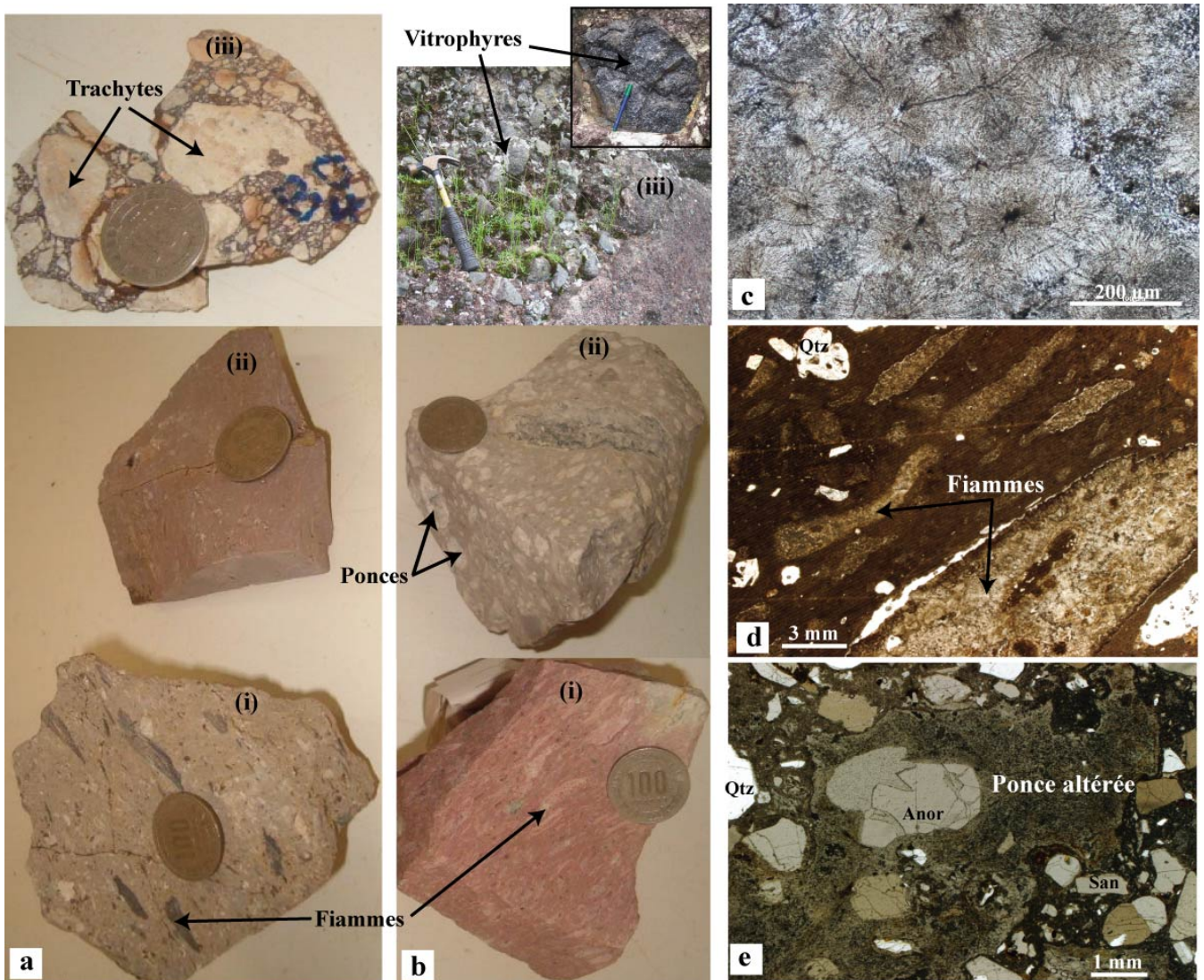


Planche II. a, Reconstitution des différentes unités d'écoulement des ignimbrites de Bamenda avec, de la base au sommet: (i) et (ii) les unités gris-clair du faciès Tlm; (iii) le faciès Brlm. ; b, même reconstitution que (a) pour les ignimbrites de Bambili: (i) unité gris-sombre rubéfiée; (ii) unité blanchâtre; (iii) faciès Brlm; c, microphoto des gerbes étoilées dans la matrice de l'ignimbrite de Bambili ; d, microphoto des fiammes dévitrifiées dans l'ignimbrite de Bambili ; e, microphoto montrant la matrice cendreuse de l'ignimbrite de Mbemgwi.

Plate II. a, Reconstitution of different flow units of Bamenda ignimbrites with, from the base to the top: (i) and (ii) light grey unit of Tlm facies; (iii) Brlm facies; b, same reconstitution for the ignimbrites of Bambili: (i) rubefied dark grey unit; (ii) whitish unit; (iii) Brlm facies; c, microphotograph of spherulites in the matrix of Bambili ignimbrite; d, microphotograph of the devitrified fiammes in Bambili ignimbrite; e, microphotograph showing ashy matrix of Mbemgwi ignimbrite.

LES FIAMMES

Les fiammes sont des ponces, présentes dans presque la totalité des ignimbrites soudées. Leur abondance varie de 5 à 60% dans les différents sites. Leur forme est variable et dépend du degré de tassement et de leur position dans les séquences. Certaines sont très aplaties et déformées (Bambili et Lepo), conférant à la roche une texture eutaxitique ou fibrolitique. La dévitrification est très avancée dans la plupart des fiammes (Pl. II, d) ; elle est caractérisée par la formation des fibres quartzofeldspathiques qui se disposent radialement par rapport au canal axial (structure axiolitique). Lorsque le canal est absent, les fibres ont une disposition sphérolitique ; elles constituent dans ce cas des sphérolites ou des gerbes

étoilées (Pl. II, c). Les échardes de verres, produits de l'éclatement des bulles issues de ponces, sont nombreuses et présentent en général une dévitrification à leurs bordures.

LES ENCLAVES DE ROCHES

Dans les deux massifs étudiés, les formations ignimbritiques renferment des enclaves de trachytes, de rhyolites, de granites, d'ignimbrites et de scories.

Les enclaves de trachyte sont les plus abondantes et se rencontrent dans tous les faciès. Dans la plupart des cas, il s'agit des fragments de laves juvéniles ayant une structure

trachytique typique marquée par l'orientation préférentielle des lattes (environ 75%) de feldspaths alcalins.

Les enclaves de rhyolite sont abondantes dans les zones bréchifiées ; leur texture porphyrique montre des cristaux de quartz (5%), de feldspaths alcalins (10 à 15%) et un verre gris clair à gris sombre.

Les enclaves de vitrophyres noires luisantes constituent des fragments de laves juvéniles ; elles sont très représentées dans les BrIm de Bambili et de Mbu. Dans les TIm soudés leur proportion est généralement faible. La masse vitreuse est constituée dans certains cas de feldspath alcalin (< 2%).

Les enclaves de granite sont observables à Dschang, Nzemla II, Baranka et Bambili. Celles de Dschang sont très aplaties et présentent des traces de fusion à leurs bordures. Leur texture est grenue ou microgrenue et leur minéralogie comprend du quartz, des feldspaths alcalins, microcline, de la biotite et du plagioclase.

Les enclaves d'ignimbrites sont présentes à Bambili, Nzemla et Mbeng. Les enclaves trachytiques et les fiammes y sont encore bien identifiables.

Les enclaves de scories identifiées à Nzemla, Baleveng et Mbengwi sont noires et très poreuses ; leur présence dans les ignimbrites qui reposent sur le socle suggère fortement que l'activité volcanique dans les monts Bambouto a débuté par une phase explosive strombolienne (Nono *et al.* 2004).

DISCUSSION

La plupart des éruptions explosives sont généralement considérées comme les causes et/ou les effets de la formation des caldeiras par effondrement (Smith & Bailey 1968, Druitt & Spark 1984, Heiken & McCoy 1984, Scandone 1990, Palladino & Simei 2005). C'est donc la présence de grands volumes de pyroclastites, en particulier d'ignimbrites largement répandues sur les versants, les rebords et à l'intérieur des caldeiras, qui fournit le principal argument pour l'interprétation faisant intervenir des effondrements à la suite d'éruptions très explosives comme dans le cas de la caldeira de Las Cañadas dans les îles Canaries (Marti *et al.* 1994, Aubert & Keiffer 1998) et celle du Vulcini en Italie (Palladino & Simei 2005). L'intumescence régionale et la formation des fractures annulaires constituent les premières étapes de la formation de ces caldeiras.

Les données géochronologiques (Tab. I) indiquent que la caldeira des monts Bambouto se serait formée entre 18,5 et 15,2 Ma. Les premières éruptions du massif, (volcanisme anté-caldeira) responsables de la structure de bouclier, se sont déroulées autour de 21 Ma et ont recouvert les coulées basaltiques du plateau de l'Ouest-Cameroun et les produits de l'activité strombolienne (Nono *et al.* 2004). Le volcanisme syn-caldeira a débuté par une phase rhyolitique restreinte dans la zone haute du massif, et ignimbritique plus importante entre 18,5 et 17 Ma qui a recouvert la zone basse du massif. La vidange du réservoir magmatique à l'aplomb du cratère s'est poursuivie par l'émission de grandes quantités de laves felsiques de nature trachytique entre 16,5 et 16 Ma. Le premier effondrement aurait eu lieu après cette seconde éruption. Le deuxième effondrement, de

moindre importance et dont les produits sont limités sur les bordures et à l'intérieur de la caldeira, s'est effectué après la deuxième phase de l'activité ignimbritique de 16 à 15,2 Ma. Le volcanisme post-caldeira est à l'origine des coulées de laves basiques, d'extrusions de trachytes et de phonolites ainsi que des dépôts d'ignimbrites entre 15 et 4,5 Ma, voire 0,5 Ma (Kagou Dongmo *et al.* 2010).

Dans les monts Bamenda, les données géochronologiques sont inexistantes sur les ignimbrites ; cependant, les observations de terrain permettent de définir une seule phase d'effondrement à Santa-Mbu et à Lefo ; elle s'intercale entre le volcanisme ignimbritique et le volcanisme trachytique. Les âges sur les trachytes de Mbu (13,21 et 20,6 Ma ; Kamgang *et al.* 2007) et de Santa Coffee (22 Ma ; Fitton & Dunlop 1985) permettent d'avoir une idée sur l'âge relatif des ignimbrites et ainsi de situer la période de formation de ces caldeiras. Étant donné que ces coulées trachytiques reposent toutes sur les ignimbrites, on peut conclure que la caldeira de Lefo s'est formée avant celle de Santa-Mbu.

Comprendre les mécanismes de subsidence des caldeiras peut avoir des implications importantes sur la dynamique des éruptions ignimbritiques. Les mécanismes d'effondrement et les structures qui en résultent peuvent influencer le style, l'intensité et la durée des éruptions ignimbritiques (Marti *et al.* 1994, Branney 1995, Roche *et al.* 2000). Les rapports de forme élevés traduisent le caractère concentré des écoulements pyroclastiques à l'origine de la formation de ces ignimbrites. La proportion de fragments lithiques rocheux (5 à 45%), considérable dans la plupart des faciès ignimbritiques et celle des minéraux fragmentés (40 à 85%), témoigne de la violence des éruptions (Branney & Kokelaar 1991) ayant présidé à la mise en place des formations ignimbritiques. Ces fragments minéraux sont majoritairement des feldspaths alcalins dont les compositions sont celles des sanidines ($Ab_{62-57}Or_{42-38}$) dans les Bamenda ; dans les Bambouto les compositions varient des anorthoses aux sanidines ($Ab_{68-44}Or_{55-31}$ à $Ab_{44}Or_{55}$) avec jusqu'à 10% de An dans les cristaux d'anorthose (Fig. 4). Les lapillis accréionnés retrouvés dans ces massifs sont des dépôts de retombées pyroclastiques en condition hydratée et mis en place durant les phases tardives de l'éruption après effondrement du toit du réservoir magmatique (Sigurdsson *et al.* 1995, Palladino & Simei 2005). Ces lapillis accréionnés sont issus des éruptions hydromagmatiques caractérisées par de fortes explosions pulvérisant en cendres, lapillis et blocs la partie du substratum sus-jacente lors de la transformation liquide-vapeur de l'eau. Cette transformation est responsable d'une forte augmentation de volume et de la pression hydrostatique de l'ordre de 20 à 30 kbar (Bardintzeff 2006).

Trois processus principaux peuvent en général déclencher les écoulements pyroclastiques (Sparks *et al.*, 1978, Druitt 1992, Calder *et al.* 1999) : (i) l'écroulement d'une colonne plinienne sur elle-même (type Saint Vincent en Guadeloupe) provenant d'une désintégration par explosion d'un magma et de roches dans une cheminée volcanique ; (ii) la destruction d'un dôme de lave liée à une explosion dirigée latéralement (type Pelée en Martinique) ;

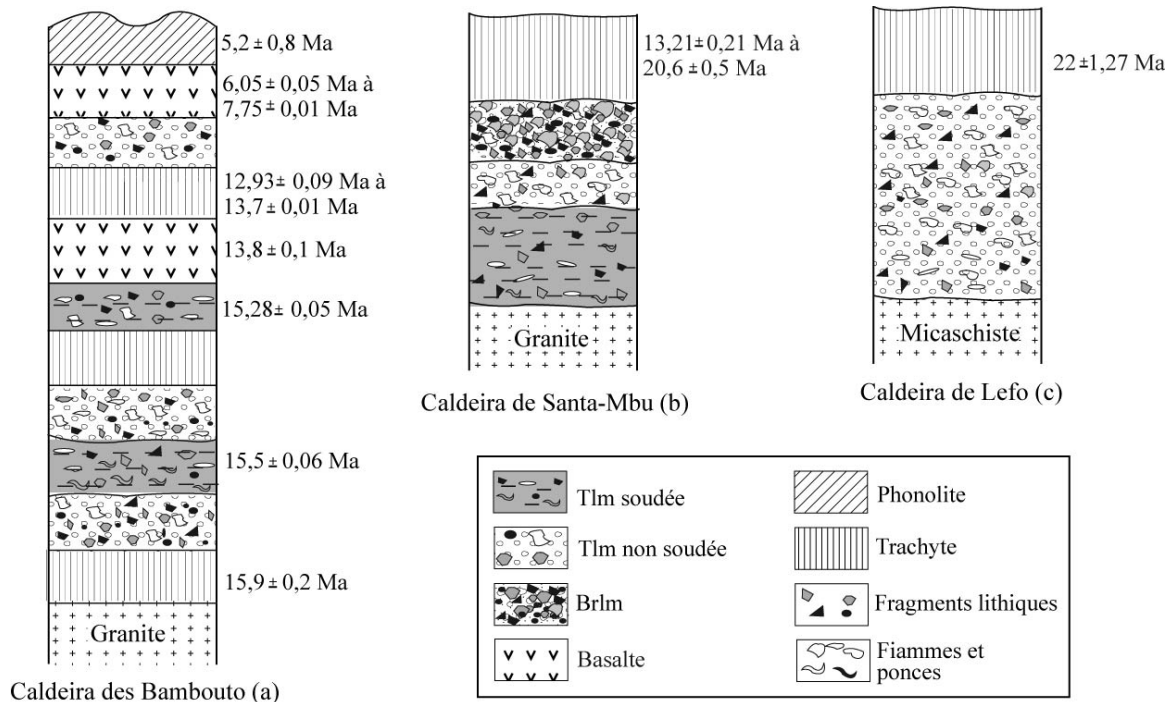


Figure 4. Colonnes stratigraphiques synthétiques des formations géologiques dans les caldeiras des monts Bambouto (a), Santa-Mbu (b) et Lefo (c). Les âges sont d'après Kamgang *et al.* (2007), Fitton & Dunlop (1985) et Youmen *et al.* (2005).

Figure 4. Synthetic stratigraphic column in mounts Bambouto caldera (a), Santa-Mbu caldera (b) and Lefo caldera (c). Ages following Kamgang *et al.* (2007), Fitton & Dunlop (1985) and Youmen *et al.* (2005).

et (iii) l'écroulement d'un dôme sommital de lave visqueuse par simple gravité (type Mérapi en Indonésie), entraînant des avalanches à température élevée. Les ignimbrites étudiées sont vraisemblablement issues du premier processus car en plus des preuves de fortes explosions, nous avons observé des fragments de laves juvéniles provenant de l'explosion d'un magma.

Les dépôts des coulées pyroclastiques sont généralement subdivisés, en fonction de la lithologie et de la structure sédimentaire, en dépôts de déferlantes pyroclastiques et dépôts de coulées de cendres et de blocs (Freundt *et al.* 2000, Branney & Kokelaar 2002, Zobin *et al.* 2009). Les dépôts de coulées de cendres et de blocs sont issus de coulées pyroclastiques qui sont formées d'un mélange de blocs, cendres et une teneur limitée en gaz. Ces dépôts sont issus des écoulements concentrés à RF élevés et se propageant à vitesse relativement faible (5 à 40 m/s) en suivant la topographie. Les dépôts sont relativement épais et mal classés, et contiennent une matrice cendreuse fine ($\varnothing < 0,06$ mm) sans stratification interne (Calder *et al.* 2002). Les ignimbrites des Bambouto et Bamenda présentent les caractéristiques de ces types de dépôts. Les dépôts de déferlantes pyroclastiques proviennent par contre des écoulements turbulents, moins concentrés, dans lesquels la fraction cendreuse et gazeuse prédomine. Les particules sont transportées surtout en suspension et à vitesse élevée (50 à 300 m/s). Ces écoulements échappent au contrôle topographique des vallées et franchissent les reliefs. Ils sont relativement de faible puissance, bien classés, avec ou sans matrice cendreuse fine abondante et

avec la présence d'une stratification parallèle et/ou entrecroisée.

Certains faciès dans les dépôts pyroclastiques peuvent être considérés comme des indicateurs de la formation d'une caldeira. Les grands volumes de cendres, associés aux dépôts de ponces et de fragments lithiques assimilables aux brèches co-ignimbritiques observés dans les caldeiras ici étudiées, sont en général liés à la formation des caldeiras par effondrement (Druitt & Sparks 1982, Walker 1985, Druitt & Bacon 1986, Mellors & Sparks 1991, Perrotta & Scarpati 1994, Rossi *et al.* 1996). Ces brèches co-ignimbritiques riches en fragments lithiques grossiers sont des faciès proximaux confinés aux alentours et à l'intérieur des événements et mis en place lors de l'effondrement du toit du réservoir magmatique (Branney & Kokelaar 2002, Palladino & Simei 2005).

Les éléments de la dynamique d'écoulement montrent que la caldeira des Bambouto se serait formée par au moins deux effondrements par panneaux du toit du réservoir magmatique. Un seul effondrement serait par contre à l'origine de la mise en place de la caldeira de Santa-Mbu et de Lefo. Dans les deux massifs, les effondrements ont été précédés par de violentes explosions qui ont, d'une part, accéléré la vidange des réservoirs magmatiques et, d'autre part, facilité le jeu des failles à l'origine des affaissements.

Dans l'ensemble, nous pouvons conclure que les caractères morphologiques, structuraux, lithologiques et dynamiques des caldeiras étudiées s'intègrent dans les

modèles de Smith & Bailey (1968), Lipman (2000) et Cole *et al.* (2005), car la plupart des stades d'évolution vers une caldeira sont présents sauf celui de la résurgence.

CONCLUSIONS

Les ignimbrites des monts Bambouto et Bamenda situées dans la partie centrale de la LC, sont caractérisées par les faciès Tlm (soudé et non soudé) plus représentés et le faciès Brlm constituant dans la plupart des cas la dernière phase de dépôt dans les séquences ignimbritiques, à l'exception de celle de Mbou et Mbeng. Le cortège minéralogique est identique dans toutes les unités d'écoulement et composé majoritairement de sections brisées de feldspaths alcalins, quartz, plagioclases, clinopyroxènes, biotites et oxydes. Les fragments lithiques de ces ignimbrites sont essentiellement de nature trachytique. Les enclaves de rhyolite, de scories, d'ignimbrites, de granite et de vitrophyres y sont présentes en faible proportion. Le caractère explosif des éruptions

ayant conduit à la mise en place de ces roches et donc favorisé les effondrements à l'origine de la formation des caldeiras, se traduit par la présence des minéraux fragmentés, des lapillis accréionnés et des brèches co-ignimbritiques abondamment retrouvés dans les caldeiras et leurs abords. En perspective, nous envisageons l'extension de l'étude des ignimbrites à d'autres volcans de la LC, où elles ont été signalées, afin de mieux comprendre les caractéristiques communes des différents volcans et leurs évolutions dans le temps.

Remerciements

Les auteurs adressent leurs sincères remerciements à A. Marzoli (Université de Padova) et aux reviewers anonymes qui ont permis d'améliorer la qualité du manuscrit. Ils remercient également l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) pour avoir partiellement financé les travaux de terrain à travers le projet CORUS 2 de M. Jessel et J.L. Bouchez.

Références

- Aubert M. & Keiffer G. 1998. Hypothèse d'un processus de glissement sur le secteur nord-est de la caldera de Las Cañadas Del Teide (Tenerife, Canaries, Espagne) : arguments géophysiques et morpho-structuraux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 326, 87-92.
- Bardintzeff J-M. 2006. *Volcanologie*. Dunod, 3^e édition, 296 p.
- Ballentine C.J., Lee D.C. & Halliday A.N. 1997. Hafnium isotopic studies of the Cameroon Line and new HIMU paradoxes. *Chem. Geol.* 139, 111-124.
- Branney M.J. & Kokelaar P. 1991. A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull. Volcanol.*, 54, 504-520.
- Branney J.M. 1995. Downsag and extension at calderas: new perspectives on collapse geometries from ice-melt, mining, and volcanic subsidence. *Bull. Volcanol.*, 57, 303-318.
- Branney M.J. & Kokelaar P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geol. Soc. London Mem.*, 27, 152 p.
- Calder E.S., Cole P.D., Dade W.B., Druitt T.H., Hoblitt R.P., Huppert H.E., Ritchie L., Sparks R.S.J. & Young S.R. 1999. Mobility of pyroclastic flows and surges at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 537-540.
- Calder E.S., Luckett R., Sparks R.S.J. & Voight B. 2002. Mechanisms of lava dome instability and generation of rockfalls and pyroclastic flows at Soufrière Hills volcano, Montserrat. In: Druitt T.H. & Kokelaar B.P. (Eds.) - The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. *Geol. Soc. London Mem.*, 21, 173-190.
- Cole J.W., Milner D.M. & Spinks K.D. 2005. Calderas and calderas structures: A review. *Earth Sci. Rev.*, 1-26.
- Deer F.R.S., Howie R.A. & Zussman J. 1992. *An introduction to rock forming minerals*. Longman Eds, Scientific and Technical, 696 p.
- Druitt T.H. 1992. Emplacement of the 18 May, 1980 lateral blast deposit east-northeast of Mount St Helens, Washington. *Bull. Volcanol.*, 54, 554-572.
- Druitt T.H. & Bacon C.R. 1986. Lithic breccias and ignimbrites erupted during the collapse of Crater Lake caldera, Oregon. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 29, 1-32
- Druitt T.H. & Sparks R.S.J. 1982. A proximal ignimbrite breccias facies on Santori, Greece. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 13, 147-171.
- Druitt T.H. & Sparks R.S.J. 1984. On the formation of calderas during ignimbrites eruptions. *Nature*, 310, 679-681.
- Dunlop H.M. 1983. *Strontium isotope geochemistry and potassium-argon studies on volcanic rocks from the Cameroon Line, West Africa*. PhD Thesis, Univ. Edinburg, U.K., 357 p.
- Emery K.O. & Uchupi, E. 1984. *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York, 1050p.
- Fitton J.G. & Dunlop H.M. 1985. The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 72, 23-38.
- Fosso J., Menard J-J., Bardintzeff J-M., Wandji P., Tchoua F.M. & Bellon, H. 2005. Les laves du mont Bangou : une première manifestation volcanique Eocène, à affinité transitionnelle, de la Ligne du Cameroun. *C.R. Géoscience*, 337, 315-325.
- Fotie Lele R. 2006. *Caractérisation comparée des aquifères dans les basaltes et les formations du socle des Hauts Plateaux de l'Ouest-Cameroun ; et dynamique des nappes souterraines: Cas des secteurs de Koutaba et de Bapa*. Thèse Master Univ. Dschang, 84p.
- Freundt A., Wilson C.J.N. & Carey S.N. 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In: Sigurdsson H. (Ed.) - *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 581-599.
- Gouhier J., Nougier J. & Nougier D. 1974. Contribution à l'étude volcanologique du Cameroun (« Ligne du Cameroun »-Adamawa). *An. Fac. Sci. Univ. Yaoundé*, Cameroun 17, 3-48.
- Gountié Dedzo M. 2002. *Les dépôts et coulées pyroclastiques dans les monts Bambouto: leur importance dans la chronostratigraphie*. Mem. Maît. Univ. Dschang, Cameroun, 56 p.
- Gountié Dedzo M. 2004. *Séquence lithologique et études géologiques du versant Sud des monts Bambouto*. Mém. DEA. Univ. Yaoundé I, Cameroun, 56 p.
- Gountié Dedzo M., Nédélec A., Nono A., Njanko T., Font E., Kamgang P., Njonfang E. & Launeau P. 2011. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 203, 113-132.

- Heiken G. & McCoy F. 1984. Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece. *J. Geophys. Res.*, 89, 8, 441-462.
- Kagou Dongmo A., Nkouathio D.G., Pouclet A., Bardintzeff J.-M., Wandji P., Nono A. & Guillou H. 2010. The discovery of Late Quaternary basalt on Mount Bambouto: implications for recent widespread volcanic activity in the southern Cameroon Line. *J. Afr. Earth Sci.*, 57, 87-108.
- Kamgang P. 1986. *Contribution à l'étude géochimique et pétrologique du massif de Nkogam (pays Bamoun, Ouest-Cameroun)*. Thèse Doct. 3^e cycle, Univ. Yaoundé, Cameroun, 250 p.
- Kamgang P. 2003. *Pétrologie et géochimie d'un secteur clé de la Ligne du Cameroun, les monts Bamenda: Implication sur la genèse et l'évolution des magmas*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Yaoundé I, Cameroun, 373 p.
- Kamgang P., Njonfang E., Chazot G. & Tchoua, F.M. 2007. Géochimie et géochronologie des laves felsiques des monts Bamenda (ligne volcanique du Cameroun). *C.R. Géoscience*, 339, 659-666
- Kamgang P., Chazot G., Njonfang E. & Tchoua F.M. 2008. Geochemistry and geochronology of mafic rocks from Bamenda Mountains (Cameroun): Source composition and crustal contamination along the Cameroon Volcanic Line. *C.R. Géoscience*, 340, 850-857.
- Kamgang P., Njonfang E., Nono A., Gountié Dedzo M. & Tchoua F.M. 2010. Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroon Volcanic Line. *J. Afr. Earth Sci.*, 58, 285-304.
- Kwekam M. 2005. *Genèse et évolution des granitoïdes calco-alcalins au cours de la tectonique Pan-Africaine : le cas des massifs syn- à tardi-tectoniques de l'Ouest-Cameroun (Région de Dschang et de Kékem)*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. Yaoundé I, Cameroun, 194 p.
- Lee D.C., Halliday A.N., Fitton J.G. & Poli G. 1994. Isotopic variation with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon Line, evidence from mantle plume origin. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 124, 119-138.
- Lipman P.W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bull. Volcanol.*, 59, 198-218.
- Lipman P.W. 2000. Calderas, In: Sigurdsson H., Houghton B.F., McNutt S.R. & Rymer H. (Eds) - *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, New York, pp. 643-662.
- Lissom J. 1991. *Etude pétrologique des laves alcalines du massif d'Oku: un ensemble volcanique de la "Ligne du Cameroun"*. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 207 p.
- Marti J., Mitjavila J. & Arana V. 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.*, 6, 13, 715-727.
- Marzoli A., Renne P.R., Piccirillo E.M., Francesca C., Bellieni G., Melfi A.J., Nyobe J.B. & N'ni J. 1999. Silicic magmas from the continental Cameroon volcanic line (Oku, Bambouto and Ngaoundéré): ⁴⁰Ar/³⁹Ar dates, petrology, Sr-Nd-O isotopes and their petrogenetic significance. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 133-150.
- Marzoli A., Piccirillo E.M., Renne P.R., Bellieni G., Iacumin M., Nyobe J.B. & Tongwa A.T. 2000. The Cameroon volcanic Line revisited: Petrogenesis of continental basaltic magma from lithospheric and asthenospheric mantle source. *J. Petrol.*, 41, 1, 87-109.
- Mellors R.A. & Sparks R.S.J. 1991. Spatter-rich pyroclastic flow deposits on Santorini, Greece. *Bull. Volcanol.*, 53, 327-342.
- Moundi A., Wandji P., Bardintzeff J.-M., Ménard J.-J., Okomo Atouba L.C., Farouk Mouncherou O., Reusser E., Bellon H. & Tchoua F.M. 2007. Les basaltes Eocène à affinité transitionnelle du plateau Bamoun, témoins d'un réservoir mantellique enrichi sous la ligne volcanique du Cameroun. *C.R. Géosciences*, 339, 831-837.
- Ngako V., Njonfang E., Aka F.T., Affaton P. & Metuk Nnange J. 2006. The North-South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magnetism from Niger to Cameroon: complex interaction between hotspots and Precambrian faults. *J. Afr. Earth Sci.*, 45, 241-256.
- Njonfang E. & Nono A. 2003. Clinopyroxene from some felsic alkaline rocks of the Cameroon Line, central Africa: petrological implications. *Eur. J. Mineral.*, 15, 527-542.
- Nkouathio D.G., Kagou Dongmo A., Bardintzeff J.-M., Wandji P., Bellon H. & Pouclet A. 2008. Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Mineral. Petrol.*, 94, 287-303.
- Nono A., Njonfang E., Kagou Dongmo A., Nkouathio D.G. & Tchoua F.M. 2004. Pyroclastic deposits of the Bambouto Volcano (Cameroon Line, Central Africa): Evidence of a strombolian initial phase. *J. Afr. Earth Sci.*, 39, 409-414.
- Nono A., Déruelle B., Demaiffe D. & Kambou R. 1994. Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroun): petrology of a continental alkaline lava series. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 60, 147-178.
- Nzolang C., Kagami H., Nzenti P. & Hotz F. 2003. Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum Area, West Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience*, 16, 196-226.
- Palladino D.M. & Simei S. 2005. Eruptive dynamics and caldera collapse during the Onano eruption, Vulcini, Italy. *Bull. Volcanol.*, 67, 423-440.
- Perrota A. & Scarpati C. 1994. The dynamics of the Breccias Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of the spatter clasts associated with lithic breccias. *J. Volcanol. & Geotherm. Res.*, 59, 335-355.
- Roche O., Druitt T.H. & Merle O. 2000. Experimental study of caldera formation. *J. Geophys. Res.*, 105, 395-416.
- Rosi M., Vezzoli L., Aleotti P. & De Censi M. 1996. Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy. *Bull. Volcanol.*, 57, 541-554.
- Saviulo G., Secco L., Marzoli A., Piccirillo E.M. & Nyobe J.B. 2000. Ca-rich pyroxene from basic and silicic volcanic rocks from the Cameroon Volcanic Line (West-Africa): crystal chemistry and petrological relationships. *Mineral. Petrol.*, 70, 73-88.
- Scandone R. 1990. Chaotic collapse of calderas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 42, 285-302.
- Sibuet J.-C. & Mascle J. 1978. Plate kinetic implications of Atlantic equatorial fracture zone trends. *J. Geophys. Res.*, 89, 3401-3421.
- Sigurdsson H., Carey S., Cornell W. & Pescatore T. 1995. The eruption of Vesuvius in A.D. 79. *Natl. Geogr. Res.*, 1, 332-387.
- Smith R.L. & Bailey R.A. 1968. Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 116, 613-662.
- Sparks R.S.J., Wilson L. & Hulme G. 1978. Theoretical modeling of the generation, movement and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *J. Geophys. Res.*, 83, 1727-1739.
- Tchoua F.M. 1973. Sur l'existence d'une phase initiale ignimbritique dans le volcanisme des monts Bambouto (Cameroun). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, 2863-2866.
- Tchoua F. 1974. *Contribution à l'étude géologique et pétrologique de quelques volcans de la «Ligne du Cameroun» (monts Manengouba et Bambouto)*. PhD Thesis, Univ. Clermont-Ferrand, France, 337 p.
- Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J. & Michard A. 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north Cameroon and its

- bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precamb. Res.*, 108, 45-73.
- Walker G.P.L. 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25, 157-17.
- Youmen D. 1994. *Evolution volcanologique, pétrologique et temporelle de la caldeira des monts Bambouto (Cameroun)*. Thèse Doct., Univ. Christian Albrecht, Kiel, Allemagne, 274 p.
- Youmen D., Schmincke H.-U., Lissom J. & Etame J. 2005. Données géochronologiques : mise en évidence des différentes phases volcaniques au Miocène dans les monts Bambouto (Ligne du Cameroun). *Sci. Technol. Dev.*, 11, 49-57.
- Zangmo Tefogoum G. 2007. *Les caldeiras du mont Menegouba et des monts Bambouto: Etude comparative et evaluation qualitative et quantitative des risques naturels associés*. Thèse de Master, Univ. Dschang, Cameroun, 125 p.
- Zobin V.M., Plasencia I. & Navarro C. 2009. The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 179, 157-167.

Manuscrit reçu le 15 décembre 2009
Version modifiée accepté le 18 octobre 2011