



Numéro spécial

Variation temporelle de l'atténuation sismique des ondes codas dans la région volcanique des Virunga avant l'éruption du Nyamulagira 06 novembre 2011, République Démocratique du Congo

Temporal variation of Seismic coda wave attenuation in the Virunga volcanic region before the eruption of Nyamulagira of 06 November 2011, Democratic Republic of Congo

Silvanos Bondo FIAMA¹, Georges Tuluka MAVONGA², Josué Muhindo SUBIRA², François KERVYN³ & Damien DELVAUX³

Abstract : Five periods characterize the temporal variation of the quality factor of seismic coda waves attenuation $Q_c^{-1}(Q_0^{-1})$ at 9 Hz and lapsed time of 30 seconds, before the Nyamulagira eruption of 6 November 2011 in the Virunga volcanic region of eastern Democratic Republic of Congo. The period I (January – March 2011) was characterized by low attenuation. It grows during period II (April – August 2011) to reach a maximum on the period III (September – October 2011) and decreases during period IV (01 – 06 November 2011). A significant decrease in attenuation characterizes the period V (7 November 2011 – January 2012). An average attenuation growth preceded the magmatic eruption for about 7 months, with a transitional period (III) of maximum attenuation less than 2 months (46 days) before. This period corresponds to the emplacement of the magma in a confined storage area or into a shallow magma chamber and the creation of new fractures/cracks. A drop of attenuation is observed two days before the eruption after a total saturation of the fluid in fractures/cracks (period IV). Periods (I – III and IV – V) correspond respectively to the magmatic intrusion and eruption. The variation of the frequency parameter of Coda wave n indicates a change in the degree and dimension of fracturing over time. The significant differences between periods illustrate the change in volcanic activity in the Virunga region.

Keywords: attenuation, coda (Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et n), volcano–tectonic earthquakes, 2011 Nyamulagira eruption, Virunga region.

Résumé : Cinq périodes caractérisent la variation temporelle du facteur de qualité de l'atténuation sismique des ondes codas, $Q_c^{-1}(Q_0^{-1})$ à 9 Hz au temps écoulé de 30 s, avant l'éruption du Nyamulagira du 06 novembre 2011 dans la région volcanique des Virunga de l'est de la République Démocratique du Congo. La période I (janvier – mars 2011) est caractérisée par une atténuation faible. L'atténuation croît pendant la période II (avril – août 2011) pour atteindre un maximum à la période III (septembre – octobre 2011) et décroît pendant la période IV (01 – 06 novembre 2011). Une décroissance significative de l'atténuation caractérise la période V (07 novembre 2011 – janvier 2012). La croissance moyenne de l'atténuation a précédé l'éruption magmatique pendant environ 7 mois, avec une période transitoire (III) d'atténuation maximale de moins de 2 mois (46 jours). Cette période correspond à un emplacement du magma dans une zone de stockage confinée ou dans une chambre magmatique peu profonde et à la création des nouvelles fractures/fissures. Une chute d'atténuation est observée 2 jours avant l'éruption après saturation totale du fluide dans les fractures/fissures (période IV). Les périodes (I – III et IV – V) correspondent respectivement à l'intrusion et l'éruption magmatique. La variation du paramètre fréquentiel des ondes Coda n indique un changement dans le degré de fracturation et la dimension des fractures au cours du temps. Les différences significatives entre les périodes illustrent le changement d'activité volcanique dans la région des Virunga.

Mots clés: atténuation, coda (Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et n), séismes volcano – tectoniques, éruption du Nyamulagira 2011, région des Virunga.

¹ Centre de Recherche en Sciences Naturelles, Département de Géophysique, Lwiro, DR Congo. Email: silvanosfiamab@gmail.com

² Observatoire Volcanologique de Goma, DR Congo. Emails: mavotulu@gmail.com, jos_sm@outlook.com

³ Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, Belgique. Emails: francois.kervyn@africamuseum.be, damien.delvaux@africamuseum.be

INTRODUCTION

La région des Virunga au bord du lac Kivu, dans la branche ouest du Système des Rifts Est Africain (SREA) à l'est de la République Démocratique du Congo, est volcaniquement active, avec une sismicité qui témoigne l'activité magmatique des volcans Nyiragongo et Nyamulagira, voisins de 13 Km. Le Nyiragongo (à 15 Km de la ville de Goma), est connu pour ses grandes éruptions de 1977 et de 2002 et son lac de lave permanent (TAZIEFF, 1977; TEDESCO *et al.*, 2007). Le 06 novembre 2011 le volcan Nyamulagira est entré en éruption et son activité a continué jusqu'en avril 2012 (BAGALWA & KARUME, 2015).

Plusieurs auteurs ont étudié la sismicité des Virunga (ZANA, 1983; LUKAYA *et al.*, 1992; WAFULA & BAGALWA, 1999; MAVONGA *et al.*, 2006; MAVONGA *et al.*, 2010a, b; RUSANGIZA *et al.*, 2012) et en particulier la variation de ma valeur m de la relation de Ishimoto and Iida (1939) comparable à la la valeur de b ($b = m - 1$) de Gutenberg and Richter (1954), et l'apparition des essais sismiques et des séismes longues période (LP) superficiels quelques mois ou jours avant certaines éruptions du Nyamulagira. L'activité sismique est caractérisée, d'une part par, des séismes longues périodes (LP) associés à la dynamique des fluides volcaniques et, d'autre part, par des séismes volcano – tectoniques à courte période (VT) causés par la fracturation dans la région volcanique (WAFULA & BAGALWA, 1999; MAVONGA *et al.*, 2010b).

Il est connu que l'atténuation des ondes sismiques à haute fréquence des séismes volcano – tectoniques (VT), déterminée d'après leur partie CODA (partie du sismogramme après l'arrivée des ondes P et S), reflète une inhomogénéité répartie sous la structure volcanique (DEL PEZZO, 2008). Leur étude permet donc de comprendre les hétérogénéités des roches qui sont traversées par ces ondes entre la source et les stations d'enregistrement (EL BOUCH *et al.*, 2002). Cette atténuation, non encore étudiée dans la région des Virunga, est généralement caractérisée par le facteur de qualité Q_c ou son inverse Q_c^{-1} (AKI & CHOUET, 1975; AKI, 1980a et b; CASTELLANO *et al.*, 1984; MARTINEZ-AREVOLA *et al.*, 2003). Plusieurs études ont confirmé la variation temporelle de Q_c^{-1} avant les éruptions volcaniques, en liaison avec l'intrusion magmatique et la fermeture/ouverture des fissures, entre autres au volcan Popocatepetl au Mexique (NOVELO – CASANOVA *et al.*, 2006), au volcan Galéra en Colombie (MONCAYO *et al.*, 2004), au Japon (HIRAMATSU *et al.*, 1992) et au Mont Saint Hélène (FEHLER *et al.*, 1988; SATO & FEHLER, 1998). AKI (1992) a proposé deux approches sismologiques qui, combinées, pourraient aider à prévoir une éruption volcanique: le monitoring des variations de Q_c^{-1} et le processus de source sismique des tremors volcaniques qui pourraient impliquer la dynamique des fluides magmatiques.

Le présent travail vise à étudier la variation temporelle de l'atténuation sismique par les facteurs de qualité Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et le paramètre fréquentiel n à la fréquence de 9 Hz entre janvier 2011 et janvier 2012, avant l'éruption de 2011 – 2012 du volcan Nyamulagira en exploitant le modèle de Diffraction Unique d'AKI & CHOUET (1975). Le facteur de qualité Q_c^{-1} sera évalué comme possible paramètre sismique précurseur des éruptions dans cette région.

LA SISMICITE DE LA REGION DES VIRUNGA ET L'ERUPTION 2011-2012 DU VOLCAN NYAMULAGIRA

Le volcanisme Cénozoïque des Virunga, au Nord du lac Kivu (Figure 1) est le plus actif de la branche ouest du Système des Rifts Est Africain (SREA). Huit massifs volcaniques distribués en trois groupes sont repartis dans cette région (ZANA *et al.*, 1989; HAMAGUCHI & ZANA, 1990): le groupe de l'est (Muhavura, Gahinga et Sabinyo), le groupe central (Visoke, Karisimbi et Mikeno) et le groupe de l'ouest (Nyiragongo et Nyamulagira). A ce stade, seuls les volcans Nyamulagira et Nyiragongo sont actifs. Le Nyamulagira est un volcan bouclier alors que le Nyiragongo est un stratovolcan. Ces deux volcans, situés sur l'axe du rift continental, sont sensibles à la tectonique régionale du bassin du lac Kivu lié à l'ouverture du rift (KASAHARA *et al.*, 1992). Ils sont situés dans les zones de failles profondes qui atteindraient les réservoirs magmatiques (EBINGER & FURMAN, 2002).

Le Nyamulagira est caractérisé par de fréquentes éruptions de type hawaïen à laves très potassiques (HAYASHI *et al.*, 1992). Un lac de lave actif a existé au sommet de son cratère entre 1921 – 1938 et se vida lors de l'éruption sommitale de 1938 – 1940. Depuis lors, les autres éruptions ont été fissurales, comme celles du 27 janvier 2000, 5 février 2001, 25 juillet 2002, 8 mai 2004, 27 novembre 2006, 02 janvier 2010 et 06 novembre 2011 (SMETS *et al.*, 2014). Le lac de lave est à nouveau en cours de constitution.

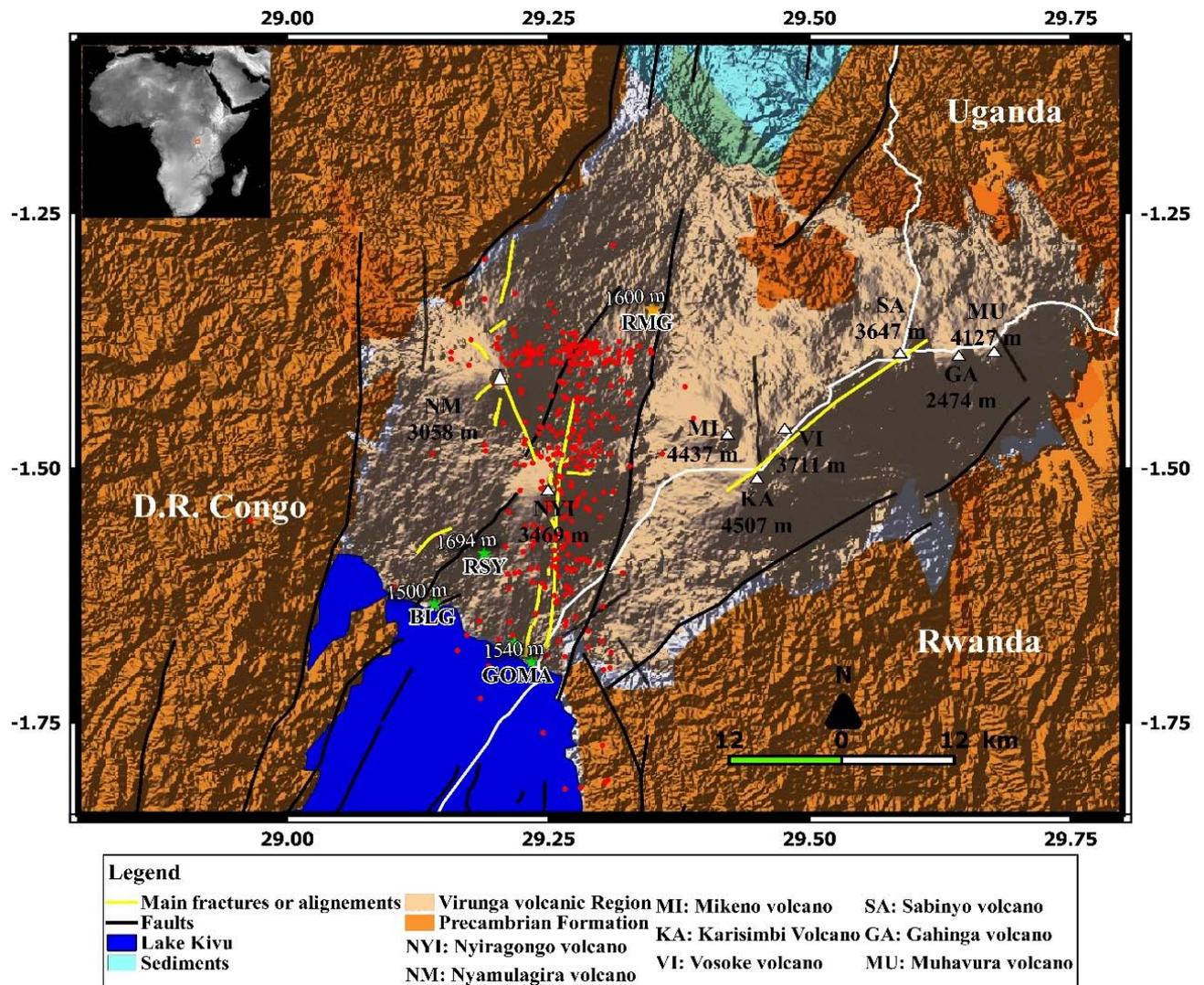


Figure 1. Cadre général de la région volcanique des Virunga.

Les huit massifs volcaniques sont représentés en triangles sur l'image topographique SRTM [Shuttle Radar Topography Mission]. Les failles et fractures de la région sont présentées en couleurs noires et jaunes respectivement. La région est partagée par trois pays africains [République Démocratique du Congo (D.R. Congo), Rwanda et l'Uganda] en Afrique de l'Est. La présentation des épacentres des séismes en couleur rouge et leur profondeur est comprise entre 0.7 et 30 Km. Les étoiles vertes représentent les stations de Rusayo (RSY), Bulengo (BLG) et GOMA. L'étoile orange est la station de Rumangabo (RMG). Les limites des frontières internationales sont données par la ligne blanche. Le rectangle rouge au coin gauche dénote la région du Kivu en Afrique où est localisée la zone volcanique des Virunga illustrée dans l'image principale (FIAMA *et al.*, 2017).

Le volcan Nyamulagira a connu une éruption le 06 novembre 2011, seulement 22 mois après celle du 02 janvier 2010. Elle a eu lieu à 12 Km du cratère sommital (WAUTHIER *et al.*, 2013) et non loin de l'ancien cône Kimanura formé lors de l'éruption de 1989. La fontaine de lave a atteint 100 m de haut et le volume approximatif de lave est estimé à $81.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (voir GORISK Web site: <http://www.ecgs.lu/gorisk/nyamulagira/currentactivity/november-2011-eruption>, 2012). Selon les informations fournies par le service de la Protection Civile de Goma, les produits volatils associés à

cette éruption (cheveux de Pellés, gaz,...) ont causé beaucoup de dommages dans les villages localisés à l'ouest du massif des Virunga, principalement les villages de Kibati, Kilorirhwe, Kimoka, Kingi, Rusayo. Les champs et pâturages ont été pollués et quelques brebis ont trouvé la mort. D'autres dommages ont aussi été enregistrés dans les villages de Kelengera, Rumangabo dans la partie est. Les éruptions de Nyamulagira posent donc un risque significatif à l'environnement et aux populations locales (WAUTHIER *et al.*, 2013).

Ces éruptions, tout comme celles du Nyiragongo en janvier 1977 et 2002, ont été accompagnées d'une sismicité intense caractérisée par des séismes volcano – tectoniques (VP) , des séismes de longues périodes (LP) et des trémors volcaniques (WAFULA & BAGALWA, 1999; MAVONGA *et al.*, 2006). Les séismes VT sont de haute fréquence (> 5 Hz), avec des phases P et S claires générés par les cassures sèches suite à la surpression magmatique. Les séismes LP ont des fréquences entre 1 et 3 Hz et sont causés par la résonance dans les fissures/fractures, la présence des gaz ou le mouvement de fluide. Les trémors volcaniques se produisent sous formes d'ondes sinusoïdales irrégulières de longue durée et correspondent à une oscillation magmatique dans le conduit ou dans le réservoir. Les séismes VT sont localisés selon les grandes fractures (TANAKA, 1983), principalement entre 1 et 20 km de profondeur (WAFULA, 1992). Le nombre de séismes VT et LP croissent avant le début de l'éruption (BERG & JANSSEN, 1960; ZANA, 1983; MAVONGA *et al.*, 2006; MAVONGA *et al.*, 2010b). Une augmentation du nombre de séismes LP a été observée 11 mois avant l'éruption du Nyamulagira du 6 novembre 2006 (MAVONGA *et al.*, 2010b). Les séismes LP apparaissent très souvent en essaims 1- 2 mois avant les éruptions du Nyamulagira (ZANA, 1983; MAVONGA *et al.*, 2006; MAVONGA *et al.*, 2010a, b). Les essaims sismiques ont été également observés avant l'éruption du Nyamulagira 2011 même à la station de Lwiro située à environ 100 Km du champ volcanique des Virunga. Une intense activité sismique caractérisée par des séismes VT (Figure 1) et LP a été observée quelques jours avant cette éruption du Nyamulagira 2011. La profondeur de ces séismes fut superficielle avant l'éruption. Cette éruption a eu lieu 22 mois après celle du 02 janvier 2010.

Les ondes de courte période sont considérablement atténuées par la structure à surface poreuse dans le cratère du Nyiragongo (SHIMOZURU & BERG, 1961). La présence du magma et des fractures traversant le Nyamulagira et le Nyiragongo (WAUTHIER *et al.*, 2013) seraient à l'origine des atténuations des ondes codas dans la région des Virunga.

MATERIELS ET METHODES

Données sismiques

Les données sismiques utilisées dans ce travail sont celles du réseau sismique de l'Observatoire Volcanologique de Goma (OVG). Les données disponibles ont permis de travailler entre janvier 2011 – janvier 2012, avec 4 stations sismiques (Figure 1): Rumangabo (RMG), Rusayo (RSY), Bulengo (GLG), Goma (GOMA). Les données de RMG couvrent seulement une très courte période (1 – 10 novembre 2011). Uniquement les séismes volcano - tectoniques (VT) ont été exploités car leurs ondes codas reflèteraient la répartition aléatoire des hétérogénéités (Del Pazzo, 2008). La localisation des séismes a été faite par FIAMA *et al.* (2017).

Estimation des paramètres (Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et n) de l'atténuation des ondes coda et leur variation temporelle

L'analyse de l'atténuation des ondes coda (CODAQ) est caractérisée par les paramètres Q_c ou Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et n par le modèle de diffraction unique. Le modèle de diffraction unique (AKI & CHOUEY, 1975) a été exploité pour l'analyse de l'atténuation des ondes codas en exploitant la fonction CODAQ sous SEISAN 9.1 (FIAMA *et al.*, 2017). Par ce modèle, la décroissance des amplitudes des ondes codas est liée à la fréquence f et au temps écoulé t (lapse time, LT) par la relation suivante:

$$A(f, t) = S(f) t^{-n} \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q_c}\right)$$

où $S(f)$ est un facteur associé à la source sismique à la fréquence f et aux sources de diffraction. La constante v dépend de l'expansion géométrique et prend les valeurs de 0.5, 1 et 0.75 pour les diffractions des ondes de surface, de volume et de diffusion respectivement (SATO & FEHLER, 1998). Q_c ou son inverse Q_c^{-1} est le facteur de qualité de l'atténuation des ondes codas. La décroissance des amplitudes des ondes codas causée par l'atténuation de l'énergie et l'expansion géométrique, est indépendante de la source sismique et de l'effet de la trajectoire (AKI, 1969; AKI & CHOUET, 1975).

Le facteur de qualité de l'atténuation de la coda (Q_c) a été estimé à la fréquence 9 Hz, mais inverse Q_c^{-1} est utilisé afin d'établir la variation temporelle de l'atténuation des ondes coda. Le facteur Q_c^{-1} est adopté car un changement temporel clair a été remarqué. Les fenêtres avec S/N (rapport signal bruit) moins de 3 et de coefficient de corrélation de ≤ 0.76 (paramètres configurés sous SEISAN, OTTEMÖLLER *et al.*, 2011; FIAMA *et al.*, 2017) ont été éliminées. Une comparaison avec les fréquences 6 et 12 Hz a été aussi réalisée.

Les paramètres Q_0 et n de la dépendance fréquentielle du facteur de qualité de l'atténuation des ondes codas (Q_c) sont liés par la relation:

$$Q_c = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^n$$

où Q_0 est le facteur de qualité à la fréquence de référence f_0 (généralement 1 Hz) et n est le paramètre fréquentiel. Les paramètres Q_0 et n dénotent le degré d'hétérogénéité ou d'intrusion et celui de l'activité tectonique ou de fracturation, respectivement (FIAMA *et al.*, 2017). D'une manière globale, le facteur de qualité Q_c de la coda est calculé et ensuite son inverse Q_c^{-1} sur toutes les stations et le suivi temporel de ce dernier paramètre a été fait. Par conséquent la formule précédente peut être réécrite pour $f_0 = 1\text{Hz}$ de la manière suivante:

$$Q_c^{-1} = Q_0^{-1} (f)^{-n}$$

Les paramètres Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et n ont permis de d'analyser la variation temporelle de l'atténuation des ondes codas dans la région des Virunga lors de l'activité volcanique associée à l'éruption du 06 novembre 2011 du volcan Nyamulagira. La comparaison de Q_0^{-1} et n au niveau des stations a permis d'obtenir l'information sur l'état des roches et du mouvement du fluide en référence à FIAMA *et al.* (2017).

La station GOMA est fort bruitée et ses enregistrements ne sont pas exploitables pour l'analyse de la coda (Q_c^{-1}). Seules les stations RSY et BLG ont permis d'étudier la variation temporelle de Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et n car leurs enregistrements couvrent toute la période d'étude. Une comparaison entre les périodes identifiées par le test « t » de Student, a été faite afin de connaître les périodes d'atténuation les plus fortes et d'identifier les changements dans l'activité volcanique par l'analyse de Q_c^{-1} . Ce test permet de comparer deux blocs d'atténuation temporellement et spatialement (Exemples: HIRAMATSU *et al.*, 1992; NOVELO – CASANOVA and MARTINEZ – BRINGAS, 2005). Pour ce faire, plus le paramètre Q_c^{-1} est grand (Q_c petit), plus l'atténuation est forte et plus il est petit (Q_c grand), plus l'atténuation est faible. Les valeurs grandes de Q_0^{-1} (Q_0 petites) illustrent la présence du fluide ou de magma dans un milieu fracturé (exemples: HIRAMATSU *et al.*, 1992; BIANCO *et al.*, 1999; MARTINEZ–ARÉVELO *et al.*, 2003; MONCAYO *et al.*, 2004 et FIAMA *et al.*, 2017).

RESULTATS

L'évolution temporelle de l'atténuation temporelle des ondes CODA (Q_c^{-1}) a été faite au temps écoulé de 30 s à des fréquences respectives de 6, 9 et 12 Hz avec une attention particulière à la fréquence 9 Hz. Du fait des conditions de bruit variable, de la courte durée de certains signaux, du

coefficient de corrélation fixé à 0.76 et de la période d'analyse restreinte pour certaines stations, toutes les combinaisons événements/station/bande de fréquence ont été utilisées. Seules les stations BLG et RSY ont permis d'observer une variation dans le comportement de Q_C^{-1} . Les stations GOMA et RMG n'ont été intégrées que dans une vision globale de la moyenne de Q_C^{-1} (Figure 2) vu que la station GOMA est trop bruitée et que la station RMG n'a fonctionné qu'en novembre 2011 (FIAMA *et al.*, 2017). La fréquence centrale de 9 Hz a été retenue car la variation temporelle de Q_C^{-1} y est bien marquée (Figures 2 et 3).

Cinq périodes ont été identifiées au regard de la variation temporelle de Q_C^{-1} (Figures 2 et 3, Tableau 1). La période I (janvier – mars 2011) est suivie des périodes II (avril – août 2011) et III (septembre – octobre 2011), IV (01 – 06 novembre 2011) et V (07 novembre 2011 – janvier 2012). Les valeurs de Q_0 et n (à 9 Hz, Tableau 1) ont été obtenues pour ces cinq périodes avant et quelques jours après l'éruption du volcan Nyamulagira (06 novembre 2011, à 17H55). Les moyennes Q_C^{-1} pour toutes les périodes sont également données dans le Tableau 1, et ont été soumises au test t de Student pour comparaison.

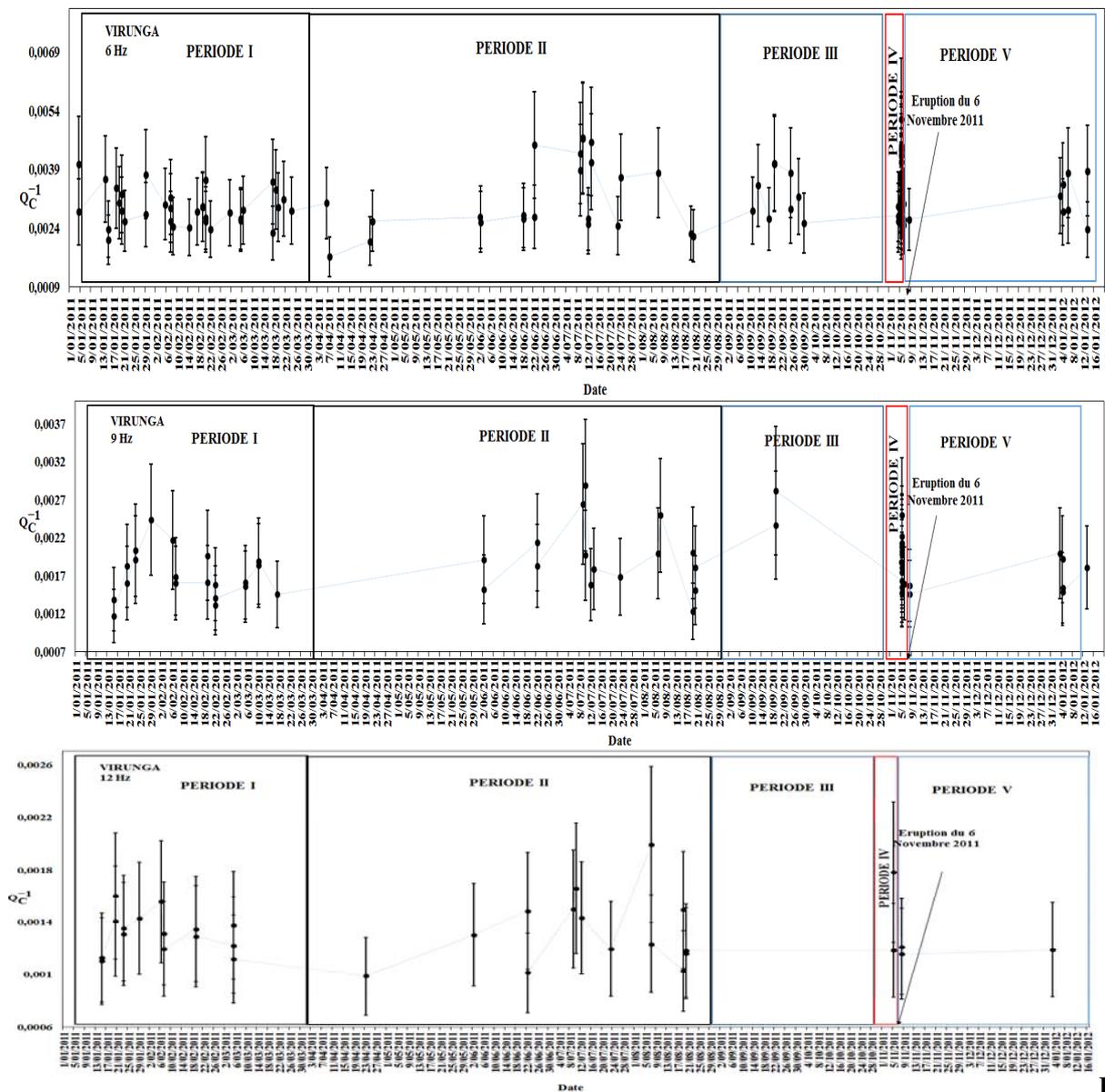


figure 2. Variation temporelle de l'atténuation (coda Q_C^{-1}) dans la région des Virunga aux fréquences de 6, 9 et 12 Hz au LT = 30 s.

L'axe horizontal donne les dates pour un intervalle de 4 jours et l'ordonnée le facteur de qualité inverse (Q_C^{-1}).
 Les barres noires représentent les barres d'erreurs.

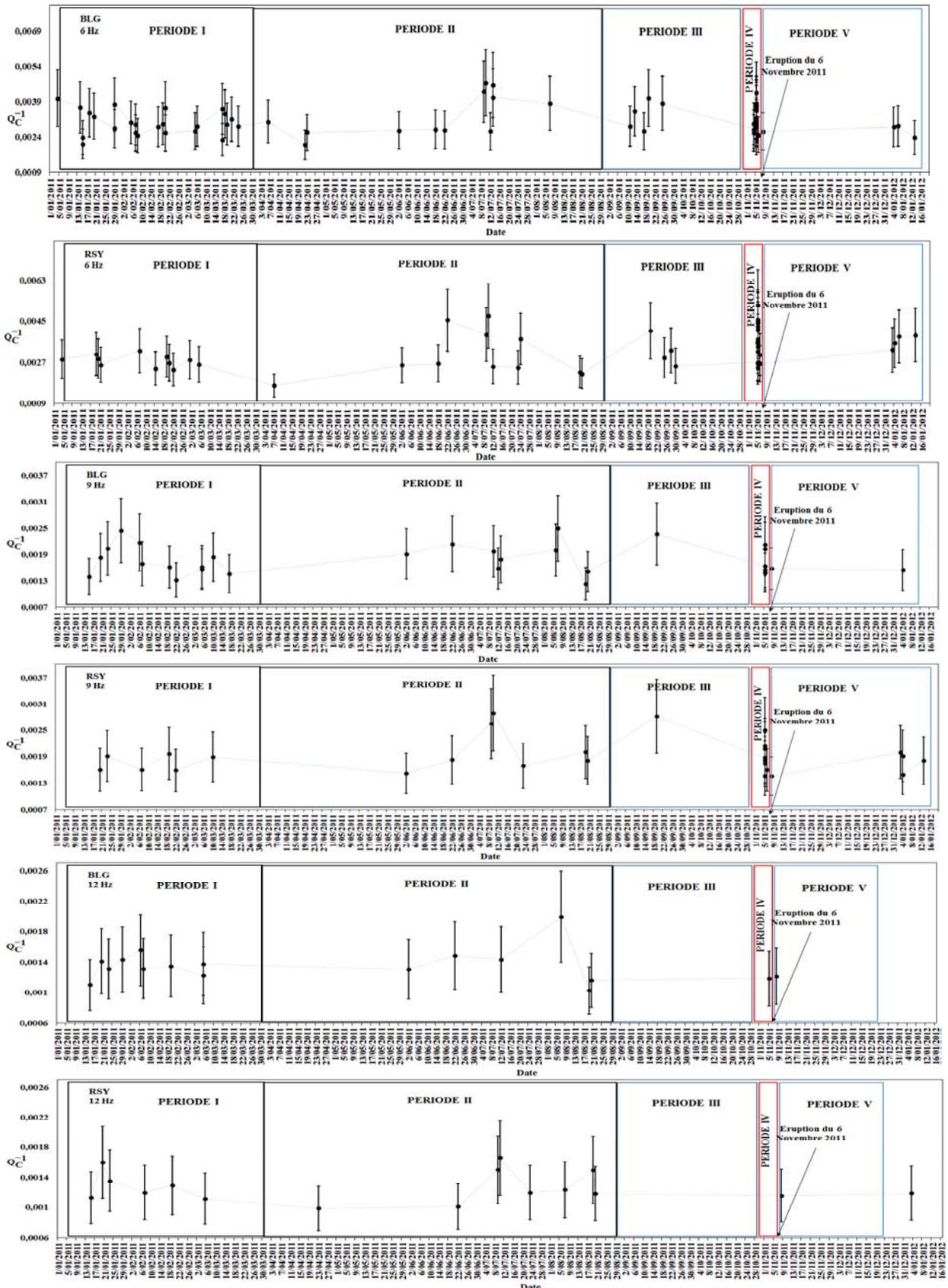


Figure 3. Variation temporelle de (coda Q_0^{-1}) au LT = 30 s pour les stations BLG et RSY aux fréquences de 6, 9 et 12 Hz.

L'axe horizontal donne les dates pour un intervalle de 4 jours et l'ordonnée le facteur de qualité inverse (Q_0^{-1}). Les barres noires représentent les barres d'erreurs.

Les résultats montrent que Q_0^{-1} et n varient pendant les périodes d'activité volcanique aux stations BLG et RSY (Tableau 1). De plus faibles valeurs de Q_0^{-1} sont observées à la station RSY qu'à BLG. Une variation de Q_0^{-1} et n en fonction de l'activité du Nyamulagira est observée pendant l'intervalle de temps étudié.

La variation temporelle de Q_c^{-1} (Figures 2 et 3) illustre une tendance claire du changement de l'activité volcanique dans la région des Virunga, surtout pour les fréquences ≥ 6 Hz (9 Hz) (Tableau 1; Figures 2 et 3). Le paramètre Q_c^{-1} global (pour toutes les stations, Figure 1) à 9 Hz augmente moins de 2 mois avant le début de l'éruption. Une fluctuation est observée à la fréquence de 6 Hz.

Les événements n'ont pas été assez nombreux pour faire un suivi temporel à 12 et 16 Hz mais on observe malgré tout un saut de Q_c^{-1} entre août et novembre 2011 pour l'ensemble des stations utilisées à la fréquence 12 Hz. Seules les fréquences 6 et 9 Hz peuvent donner une information sur l'évolution temporelle de Q_c^{-1} (Figures 2 et 3). Aux fréquences 3 et 6 Hz, les différences statistiques du test t de Student entre les périodes identifiées (Figures 2 et 3) ne sont pas significatives. mais à 9 Hz le Tableau 1 montre une différence statistique significative entre certaines périodes. Les stations ne présentent pas les mêmes valeurs de Q_0^{-1} , n , Q_c^{-1} et $\overline{Q_c^{-1}}$ (moyenne de Q_c^{-1} pour une période) à toutes les fréquences (Tableau 1, Figures 2 et 3), ce qui soutient l'idée de la différenciation des sites d'enregistrement (FIAMA *et al.*, 2017).

En général les valeurs de Q_0^{-1} sont grandes pour toutes les stations. La période III correspond à une diminution de Q_0^{-1} et n (Tableau 1). Les périodes II et IV montrent une croissance rapide de Q_0^{-1} , qui décroît aux périodes III et V (Tableau 1). La période III correspond à une atténuation moyenne maximale (Q_c^{-1} moyen maximal, Tableau 1). Une faible décroissance de Q_0^{-1} s'observe à la période V après le début de l'éruption. La même situation est observée dans la variation de Q_c^{-1} et $\overline{Q_c^{-1}}$ (Figures. 2 et 3, Tableau 1 respectivement) qui décroissent. Une croissance significative d'atténuation est observée entre les périodes I – II, et non significative entre les périodes II – III. Une chute significative d'atténuation s'observe entre les périodes III – IV et continue de manière non significative entre les périodes IV – V (Tableau 1). Cette dernière intervient 2 jours avant l'éruption le 6 novembre 2011, alors que l'atténuation maximale (période III, Tableau 1 et Figures 2 et 3) est annoncée à moins de 2 mois (environ 46 jours) avant l'éruption. Il faut noter que la croissance de l'atténuation est caractérisée par les grandes valeurs Q_c^{-1} ou $\overline{Q_c^{-1}}$ et la décroissance par les faibles valeurs (Figures 2 et 3; Tableau 1).

Pour ces différentes périodes identifiées, il s'avère que le paramètre n n'a pas la même valeur à toutes les stations (BLG et RSY) et change avec le temps (Tableau 1). Les valeurs de n sont plus élevées à BLG qu'à RSY (Tableau 1). La station RSY présente une forte atténuation comparativement à la station BLG pour la période V.

La variation temporelle de n montre que les valeurs fortes sont signalées avant et après la période III (pour l'ensemble des stations, Tableau 1). Cette période correspond à une transition due au changement de mode d'activité volcanique avant l'éruption. C'est une transition entre les périodes I – II et IV – V. Elle est intermédiaire entre les fortes (avant) et les faibles (après) atténuations (Tableau 1). La station RMG à la période IV (seule période des données disponibles) présente les caractéristiques d'atténuations suivantes $Q_0^{-1} = 0.0227$ et $n = 1.07 \pm 0.04$.

Les atténuations faibles sont observées 2 jours avant le début de l'éruption du 6 novembre 2011 et semblent continuer entre les périodes IV – V (Figures 2 et 3; Tableau 1) avec une faible décroissance de Q_0^{-1} à la période V. Une forte atténuation est observée sept mois (Figures 2 et 3) avant l'éruption, soit à la période II et ce pour les observations globales et au niveau des stations (Figures 2 et 3). Le maximum moyen est atteint moins de 2 mois (soit, environ 46 jours, période III) avant l'éruption. Le test t de Student montre bien le changement de l'activité volcanique aux passages des

périodes I – II et III – IV, les différences étant significatives entre elles (Tableau 1). Le suivi de Q_c^{-1} sur chaque station ainsi que globalement démontre qu'à la fréquence de 6 Hz, la chute de l'atténuation débute le 30 septembre 2011, soit environ 1 mois avant le début de l'éruption; tandis qu'à 9 Hz l'atténuation devient très faible 2 jours avant (Figures 2 et 3).

Tableau 1 Variation temporelle des paramètres fréquentiels Q_0^{-1} , n et $\overline{Q_C^{-1}}$ moyen (pris à 9 Hz) suivant cinq périodes identifiées aux stations BLG et RSY et dans l'ensemble des quatre stations.

N°: I – V: Périodes d'observation de la coda (Q_C^{-1}) entre janvier 2011 et janvier 2012. Q_C^{-1} (atténuation moyenne) est la moyenne estimée de Q_C^{-1} dans la région de Virunga sur chaque période observée à 9 Hz. $(\overline{Q_C^{-1}})_{BLG}$ et $(\overline{Q_C^{-1}})_{RSY}$ moyenne Q_C^{-1} prise à 9 Hz pour les stations BLG et RSY respectivement. t- Test : test de Student à l'hypothèse $p < 0.05$.

N°	Période	Station de BLG			Station de RSY			Vue de l'ensemble de stations		$\overline{Q_C^{-1}}$ à 9 Hz	t-Test	Interprétation significative à $p < 0.05$
		Q_0	n	$(\overline{Q_C^{-1}})_{BLG}$	Q_0	n	$(\overline{Q_C^{-1}})_{RSY}$	Q_0	n			
I	janvier - mars 2011	57±5	1.02±0.04	0.001692	76±6	0.92±0.04	0.00175	61±4	1.00±0.04	0.0017		
II	avril – août 2011	47±5	1.09±0.04	0.00178	65±10	0.88±0.06	0.00196	53±4	1.06±0.04	0.00194	-3.16	Croissance de l'atténuation de la période I à la période II significative ($p = 0.0065$)
III	septembre – octobre 2011	67±6	0.86±0.06	0.00237	93±16	0.67±0.10	0.00282	73±6	0.79±0.05	0.00259	-2.023	Croissance de l'atténuation de la période II à la période III non significative ($p = 0.06$)
IV	01 – 06 novembre 2011	44±6	1.11±0.08	0.00173	66±19	0.79±0.14	0.00189	57±5	0.95±0.07	0.00181	3.10	Décroissance de l'atténuation de la période III à la période IV significative ($p = 0.0068$)
V	07 novembre 2011– janvier 2012	59±8	1.05±0.08	0.00156	56±10	1.15±0.14	0.00169	59±5	1.06±0.05	0.00168	0.93	Décroissance de l'atténuation de IV à V non significative ($p = 0.39$)

DISCUSSION

L'évolution temporelle de l'atténuation de la coda (Q_c^{-1}) dans la région des Virunga a pu être étudiée pendant la période 2011 – janvier 2012, couvrant l'éruption du Nyamulagira du 06 novembre 2011 (Figures 2 et 3, Tableau 1).

Suite à l'étude de la variation temporelle de Q_c^{-1} et de la valeur b de Gutenberg & Richter (1954) au volcan Popocatepetl en Mexique entre janvier 1999 et juin 2001, NOVELO – CASANOVA *et al.* (2006) ont conclu que ces paramètres donnent une indication sur l'activité éruptive. D'autre part, la corrélation de Q_c^{-1} avec le degré d'activité tectonique suggère que le monitoring de la coda (Q_c^{-1}) pourrait fournir des informations sur le changement temporel de la fracturation et les atténuations causées par les variations des contraintes pendant le cycle sismique (JIN & AKI, 1988; SATO & FEHLER, 1998; AKI, 2004) ou l'activité volcanique (AKI, 2004; MONCAYO *et al.*, 2004; NOVELO – CASANOVA *et al.*, 2006). Une variation temporelle de Q_c^{-1} (à 12 Hz) associée à l'activité volcanique a été remarquée par FEHLER *et al.* (1988) et SATO & FEHLER (1998) au Mont St. Hélène, par MONCAYO *et al.* (2004) au volcan Galeras (Colombie) et par NOVELO – CASANOVA *et al.* (2006) au volcan Popocatepetl (Mexique). Ces auteurs ont attribué la variation de Q_c^{-1} à l'augmentation de la densité ou de l'ouverture de micro fissures ou fractures dans les roches suite à l'inflation du volcan avant l'éruption. ORTIZ *et al.* (1992) ont observé également une variation temporelle de Q_c^{-1} au Phlegraen Fields (Italie), qu'ils ont interprété en terme de variation de la pression et du degré de saturation des pores en fluide. HIRAMATSU *et al.* (1992) au Japon et Castro *et al.* (1994) au Mexique ont attribué la variation de Q_c^{-1} à la différence d'état de contrainte, de la densité des fractures, et à la présence du fluide. Il est reconnu que les valeurs de Q_c^{-1} sont élevées dans les régions volcaniques et à faibles profondeur dans la croûte (SATO & FEHLER, 1998; BIANCO *et al.*, 1999; MARTINEZ – ARÉVELO *et al.*, 2003).

Dans cette étude, une variation temporelle de Q_c^{-1} est observée à toutes les stations exploitées. Elle est interprétée comme reflétant une croissance progressive du degré de fracturation entre les périodes II et III. Cette fracturation est témoinnée par les valeurs de n élevées, traduisant ainsi la variation des contraintes ou de l'activité tectonique indiquée par le changement brusque et différencié de Q_c^{-1} (et Q_c^{-1}) dans la région. La variation temporelle de Q_c^{-1} pourrait correspondre à une circulation magmatique, tel que HIRAMATSU *et al.* (1992) l'ont également observée dans la zone volcanique de Hida (Japon Centrale).

D'autre part, il ressort que le paramètre n , indiquant le degré d'activité tectonique ou sismique, change au cours du temps. Les périodes I, II, IV et V s'avèrent être très actives car n étant élevé. Les grandes valeurs de Q_0^{-1} indiquent une montée de fluide ou de magma pour toutes les périodes, en référence à HIRAMATSU *et al.* (1992), BIANCO *et al.* (1999), MARTINEZ–ARÉVELO *et al.* (2003) et MONCAYO *et al.* (2004). La variation temporelle de Q_c^{-1} et Q_0^{-1} montre que l'atténuation est élevée aux périodes II et III (atténuation moyenne $\overline{Q_c^{-1}}$ maximale), ce qui pourrait indiquer une intrusion magmatique à faible profondeur. Le passage aux périodes I – II et III – IV correspond à une variation significative de l'atténuation d'après le test t de Student. Ces périodes sont interprétées comme correspondant respectivement à une accumulation de magma et une préparation à l'éruption.

La période III, qui correspond à une décroissance élevée de Q_0^{-1} , avec $\overline{Q_c^{-1}}$ maximale et une décroissance de n , serait une période de transition, caractérisée par un emplacement de magma dans une zone de matériaux de forte densité ou une zone confinée par la fermeture des fissures/fractures avant l'extrusion. A cette période, l'effet d'absorption paraît se manifester tel que la station RSY la plus proches des champs volcanique présente les valeurs faibles de $n = 0.67$ et $Q_0^{-1} = 0.01075$. Une valeur similaire a été obtenue au volcan Melbourne en Antarctique ($n = 0.65$ et $Q_0^{-1} = 0.01818$ ou $Q_0 = 55$) par GAMBINO & PRIVITERA (1996). De telles valeurs confirmeraient la présence d'une anomalie thermique profonde suite à une présence magmatique, et donc un effet d'atténuation intrinsèque (AKI, 1980 a et b; GAMBINO & PRIVITERA, 1996). Cette période correspond au stockage magmatique et/ou à la rencontre des fissures provisoirement fermées qui augmenterait la

pression et favoriserait l'accumulation de magma, en référence à HIRAMATSU *et al.*, 1992; ORTIZ *et al.*, 1992, et occasionnerait ainsi un changement de porosité (CASTRO *et al.*, 1994). Par conséquent le fait que Q_c^{-1} , Q_0^{-1} et $\overline{Q_c^{-1}}$ croissent suggère que le magma tente à se frayer un nouveau passage par des nouvelles fissures pour atteindre la surface.

La croissance de Q_0^{-1} , et décroissance de $\overline{Q_c^{-1}}$ à la période IV et un degré d'activité n élevé traduit la dynamique de la montée magmatique vers la surface. La croissance de n entre les périodes IV et V suggère une augmentation du degré d'hétérogénéité dans la structure volcanique au prélude au passage du magma. Ce degré d'hétérogénéité serait causée par l'ouverture de fissures nouvellement créées lors de l'emplacement du magma dans une zone peu profonde à la période III.

MONCAYO *et al.* (2004) et NOVELO – CASANOVA *et al.* (2006) ont démontré que des valeurs de Q_c^{-1} élevées (et faibles de Q_0^{-1}) avec $n > 5$, correspondent à la création de nouvelles fissures facilitant le passage du fluide. La période III ($\overline{Q_c^{-1}} = 0.00259$, $Q_0^{-1} = 0.01370$ ou $Q_0 = 73$, et $n = 0.79$) est de la même manière interprétée par la rencontre du magma avec une matière dense ou un bouchon, ce qui l'a amené à se frayer un nouveau passage. Le fait que cette éruption s'est produite non loin du cône éruptif de 1989 (WAUTHIER *et al.*, 2013) laisse supposer une modification du cheminement du magma par la création d'autres fissures/fractures car celles de 1989 seraient déjà consolidées et ne pouvaient plus laisser passer le fluide.

Les différentes variations dans les autres périodes reflèteraient des changements à l'intérieur de la structure volcanique par intrusion magmatique à cause de la variation des contraintes ou de la composition du magma (Exemples: HIRAMATSU *et al.*, 1992; MONCAYO *et al.* (2004); NOVELO – CASANOVA & MARTINEZ –BRINGAS (2005); NOVELO – CASANOVA *et al.* 2006). La croissance de $Q_0^{-1} = 0.0227$ à 0.01695 ($Q_0 = 44$ à 59) observée à BLG et $Q_0^{-1} = 0.01754$ à 0.01695 ($Q_0 = 57$ à 59) dans l'ensemble de la région entre IV et V en comparaison à RSY où Q_0^{-1} augmente, s'explique par une migration du fluide magmatique par augmentation de pression vers le lieu d'éruption ou par une alimentation en magma depuis la profondeur. En effet, des valeurs faibles de Q_0^{-1} (fortes de Q_0) pourraient correspondre à une activité en profondeur (SATO & FEHLER, 1998). Pendant la période IV, la station RMG présente des valeurs élevées de Q_0^{-1} (0.02273) ou faibles de Q_0 (44 ± 4) avec $n = 1.07 \pm 0.04$, ce qui suggère une concentration du magma à faible profondeur dans une zone fracturée proche de cette station.

L'ouverture des fissures/fractures correspond aux périodes I – II – III, et fait donc suite à l'intrusion magmatique. La période IV, qui démontre une faible atténuation par rapport aux périodes II et III (Tableau 1), indique une forte saturation 2 jours avant l'éruption. NOVELO – CASANOVA *et al.* (2006) ont démontré que les valeurs de Q_c^{-1} (à 6 Hz) avaient chuté 1 mois avant la phase éruptive au volcan Popocatépetl au Mexique. Il est clair qu'à 6 Hz, dans cette étude, le paramètre Q_c^{-1} diminue aussi environ 1 mois avant le début de l'éruption, et à 9 Hz une forte baisse se manifeste 2 jours avant l'éruption. Le paramètre n variant suivant les périodes dénote un changement dans les dimensions des hétérogénéités ou de degré de fracturation avant et après la période III. Les différences significatives entre les périodes mettent en évidence un changement important dans l'activité volcanique. La contrainte maximale ($Q_c^{-1} = 0.00469$) est atteinte 116 jours (environ 4 mois) avant l'éruption. Les stations RSY et BLG enregistrent des atténuations maximales 4 mois et 3 mois avant, respectivement (Figure 3). Le manque d'observations de la coda (Q_c^{-1}) à la fréquence de 12 Hz indique l'absence de séismes volcano – tectoniques associés à cette fréquence.

CONCLUSION

La variation temporelle de Q_c^{-1} entre 2011 et janvier 2012 serait causée par le transport du magma, la variation des contraintes, les ouvertures ou fermetures de fissures ou fractures et variations de pression associées, environ 7 mois avant l'éruption du Nyamulagira, le 06 novembre 2011. Une intrusion magmatique s'est manifestée aux périodes I – II, et une accumulation du magma dans une zone de forte densité suite à la fermeture des anciennes fissures/fractures et la création des nouvelles afin de donner passage au fluide est observée à moins de 2 mois avant l'éruption (période III). Cette période (III) de Q_c^{-1} maximale coïnciderait avec la présence d'une zone de stockage (ou chambre

magmatique) peu profonde. La décroissance de Q_c^{-1} (avec croissance de Q_0^{-1}) (période IV) dénote une préparation à l'éruption 2 jours avant l'éruption, suite à la saturation du fluide dans les nouvelles fissures ouvertes depuis la profondeur.

REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée dans le cadre du Projet S1_RGL_Georiskde l'Accord-Cadre Coopération belge au Développement, en collaboration avec le Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren (Belgique), le Centre de Recherche en Sciences Naturelles (CRSN, RD Congo), l'Observatoire Volcanologique de Goma (OVG, RD Congo), l'Institut Supérieure Pédagogique (ISP, RD Congo), l'Université Officielle de Bukavu (UOB, RD Congo) et l'Université de Burundi (UB, Burundi). Nos reconnaissances vont au Directeur Général B. BAJOPE (CRSN) qui nous a permis à participer à la formation en Géorisques dans le cadre de ce projet, et au Directeur Général KATCHO KARUME de l'OVG pour nous avoir fourni les données sismiques. Nous remercions vivement le Dr. NARESH KUMAR de Wadia Institute of Himalayan Geology pour ses orientations dans le choix des paramètres de CODAQ sous SEISAN.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AKI, K., 2004. A new view of earthquake and volcano precursors. *Earth Planets Space*, 56: 689-713.
- AKI, K., 1980 a. Attenuation of Shear – Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 21: 50-60.
- AKI, K., 1980 b. Scattering and Attenuation of Shear Waves in the Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6496-6504.
- AKI, K., & CHOUET, B., 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation and diffraction effects. *Journal of Geophysical Research*, 80: 3322–3342.
- BAGALWA, M. & KARUME, K., 2015. Monitoring and Analysis of Nyamulagira Volcano Activity Using Modis Data: Case of the 2011-2012 Eruption. *Journal of Landscape Ecology*, 8 (1): 5-21.
- BERG, E. & JANSSEN, T., 1960. Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamulagira - Kitzimbanyi (Afrique Centrale) 1958. (O.d. internationale, ed.) *Bulletin Volcanologique* (IUGG), série II, XXIII: 63-78.
- BIANCO, F., CASTELLANO, M., DEL PEZZO, E., & IBANEZ, J.M., 1999. Attenuation of short – period seismic waves at Mt Vesuvius, Italy. *Geophysic Journal International*, 138: 67-76.
- CASTELLANO, M., DEL PEZZO, E. & ZOLLO, A., 1984. Seismic Coda Q and Turbidity Coefficient at the Phlegraean Fields Volcanic Area: Preliminary Results. *Bulletin of Volcanology*, 47 (2): 219-224.
- CASTRO, R.R., MUNGUIA, L., REBOLLAR, C.J. & ACOSTA, J.G., 1994. A comparative analysis of the quality factor Q for the regions of Guerrero and Oaxaca, Mexico. *Geofísica International*, 33(3): 373-383.
- DEL PEZZO, E., 2008. Seismic wave diffraction in volcanoes. INGV - Osservatorio Vesuviano. *Via Diocleziano*, 328: 80124 Napoli. 28p.
- EBINGER, C. & FURMAN, T., 2002. Geodynamical setting of the Virunga Volcanic Province, East Africa. *Acta Vulcanologica*, 14/15 (1-2): 9-16.
- EL BOUCH, A., CAMELBECK, T. & MARTIN, H., 2002. Atténuation des ondes sismiques en Belgique et dans les régions limitrophes à partir de la CODA des tremblements de terre locaux. *Geologica Belgica*, 5 (1-2): 17-29.
- FEHLER, M., ROBERTS, P. & FAIRBANKS, T., 1988. A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption at Mt. Helens. *Journal of Geophysical Research*, 93: 4367-4373.
- FIAMA, S.B., MAVONGA, G.T., DELVAUX, D., KERVYN, F. & RUSANGIZA, K., 2017. Atténuation sismique des ondes Coda dans la région volcanique des Virunga, Branche Occidentale du Système des Rifts Est Africain: Résultats Préliminaires. *Geo-Eco-Trop*. 42, 2: 205-218.
- GAMBINO, S. & PRIVITERA, E., 1996. Mt. Melbourne Volcano, Antarctica: Evidence of Seismicity Related to Volcanic Activity. *PAGEOPH*, 146 (2): 305-318.
- GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F., 1954. Seismicity of the Earth and Associated Phenomena”, Princeton University Press, Princeton, NJ, USA
- HAMAGUCHI, H. & ZANA, N., 1990. A Great Circle Distribution of Four Active Hotspots: Evidence for Deep Mantle Plumes. *Tôhoku Geophysics Journal*. (Sci. Rep. Tôhoku Univ., Ser. 5), 33 (3-4): 251-262.
- HAYASHI, S., KASAHARA, M., TANAKA, K. & HAMAGUCHI, H., 1992. Major elements chemistry of recent eruptive products from Nyamuragira volcano, Africa (1976–1989). In Geophysical Study on the Hotspot Volcanoes in the African Continent, in HAMAGUCHI, H. (Ed.), Publ. Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, Japan, 83–87.
- HIRAMATSU, Y., ANDO, M. & TAKEUCHI, F., 1992. Correlation between coda Q_c^{-1} and seismicity in Central Japan. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 43 (3): 95-114.
- ISHIMOTO, M. & IIDA, K., 1939. Observation sur les séismes enregistrés par le micro Sismographe construit dernièrement. *Bulletin of Earthquake Research Institute*, vol.17.
- JIN, A. & AKI, K., 1988. Spatial and Temporal Correlation between Coda Q and Seismicity in China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2): 741-769.

- KASAHARA, M., HAMAGUCHI, H., TANAKA, K., ZANA, N. & KABWIK, M., 1992. Recent horizontal crustal movement in and around volcano Nyamuragira, Zaïre. *Tectonophysics*, 209: 267-272.
- KUMAR, P., SARMA, C.S.P., SHEKAR, M. & CHADHA, R.K., 2009. Attenuation Studies based on Local Earthquake Coda Waves in the Southern Indian Peninsular Shield. *Natural Hazards*, 40: 527-536.
- LUKAYA, N., CIRABA, M., MAVONGA, T. & WAFULA, M., 1992. main pattern of waveforms observed in the Virunga volcanic zone, Western Rift Valley of Africa. *Tectonophysics*, 209: 261-265.
- MARTINEZ – ARÉVALO, C., BIANCO, F., IBANEZ, J.M. & DEL PEZZO, E., 2003. Shallow seismic Attenuation and Shear-Wave splitting in the short period range of Deception Island Volcano (Antarctica). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128: 89-113.
- MAVONGA, T., ZANA, N. & DURRHEIM, R.J., 2010a. Studies of crustal structure, seismic precursors to volcanic eruptions and earthquake hazard in the eastern provinces of the Democratic Republic of Congo. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 623-633.
- MAVONGA, T., KAVOTHA, S.K., LUKAYA, N., ETOY, O., MIFUNDU, W., BIZIMUNGU, R.K. & DURIEUX, J., 2010b. Some aspect of seismicity prior to the 27 November 2006 eruption of Nyamuragira volcano and its implication for volcano monitoring and risk mitigation in the Virunga area, Western Rift Valley of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 58: 829-832.
- MAVONGA, T., KAVOTHA, S.K., LUKAYA, N., ETOY, O. & DURIEUX, J., 2006. Seismic activity prior to the May 8, 2004 eruption of volcano Nyamuragira, Western Rift Valley of Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 355-360.
- MONCAYO, É., VERGAS, C. & DURAN, J., 2004. Temporal Variation of Coda-Q at Galeras Volcano, Colombia. *Earth Sciences Research Journal*, 8 (1): 19-24.
- NOVELO-CASANOVA, D.A., MARTINEZ-BRINGAS, A., & VALDÉS-GONZALÉS, C., 2006. Temporal variation of Q_c^{-1} and b- values associated to the December 2000 – January 2001 volcanic activity at the Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152: 347-358.
- NOVELO – CASANOVA, D.A., & MARTINEZ-BRINGAS, A., 2005. Attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geofisica International*, 44 (2): 177-186.
- ORTIZ, R., CORREIG, A.M., DIEZ, J.L. & MUNOZ, M.L., 1992. Apparent Variation of Coda Q in Phlegraean Fields during the Bradyseismic Crisis of 1982 – 1984. In: Volcanic Seismology. In: GASPARINI, P., SCARPA, R., & AKI, K., (Eds.) IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Springer – Verlag, London, 516-532.
- OTTEMOLLER, L., VOSS, P. & HAVSKOV, J., 2011. SEISAN earthquake analysis Software for windows, solaris, linux and macosx.
- RUSANGIZA, B.K., MAVONGA, T., LESAGE, P., KAVOTHA, K.S., WAFULA, M., LUKAYA, N. & CIZA, A., 2012. About swarms of long-period earthquakes of volcano Nyamuragira of the Virunga Region, Western Rift Valley of Africa (D.R. Congo). *Geographica Pannonica*, 16: 10-17.
- SATO, H. & FEHLER, M., 1998. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth. *AIP Series in Modern Acoustics and Signal Processing*, 7, 308pp.
- SHIMOZURU, D. & BERG, E., 1961. Seismological study of the Nyiragongo volcano. *Académie Royale des Sciences d'Outre – Mer, Bulletin des Séances*, VII, 4: 685-12.
- SMETS, B., D'OREYE, N., KERVYN, F., KERVYN, M., ALBINO, F., SANTIAGO, R.A., BAGALWA, M., BALAGIZI, C., CARN, S.A., DARRAH, T.H., FERNÁNDEZ, J., GALLE, B., GONZÁLEZ, P.J., HEAD, E., KARUME, K., KAVOTHA, D., LUKAYA, F., MASHAGIRO, N., MAVONGA, G., NORMAN, P., ETOY, O., PALLERO JOSÉ, L.G., PRIETO JUAN, F., SAMSONOV, S., MUHINDO, S., TEDESCO, D., TIAMPO, K., WAUTHIER, C. & YALIRE, M.M., 2014. Detailed multidisciplinary monitoring reveals pre- and co-eruptive signals at Nyamulagira volcano (North Kivu, Democratic Republic of Congo). *Bulletin of Volcanology*. 76 (1), DOI10.1007/s00445-013-0787-1.
- TANAKA, K., 1983. The Seismicity and Focal Mechanism of the Volcanic earthquakes in the Virunga volcanic region. In HAMAGUCHI (Ed.), Volcanoes Nyiragongo and Nyamuragira: Geophysical Aspects, Tôhoku University, Sendai, Japan, 19-28.
- TAZIEFF, H., 1977. An exceptional eruption: Mt Nyiragongo, January 10th, 1977. *Bulletin of Volcanology*, 40: 1-12.
- TEDESCO, D., VASELLI, O., PAPAIE, P., CARN, S.A., VOLTAGGIO, M., SAWYER, G.M., DURIEUX, J., KASEREKA, M. & TASSI, F., 2007. January 2002 volcano-tectonic eruption of Nyiragongo volcano, Democratic Republic of Congo, *J. Geophys. Res.*, 112, B09202, doi:10.1029/2006JB004762.
- WAFULA, M. & BAGALWA, M., 1999. Classification des séismes dans la région des Virunga suivant leurs fréquences observées. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann 1997-1998*: 299-308.
- WAFULA, M., 1992. Volcano-Seismicity in the VIRUNGA Volcanic Region, Zaïre. In Hamaguchi (Ed), Geophysical Study on the Hotspot Volcanoes in the African Continent. *Tôhoku University, Faculty of Science*, Sendai, Japan, 56-72.
- WAUTHIER, C., CAYOL, V., POLAND, M., KERVYN, F., D'OREYE, N., HOOPER, A., SAMSONOV, S., TIAMP, S. & SMETS, B., 2013. Nyamulagira's magma plumbing system inferred from 15 years of InSar. In: PYLE, D.M., MATHER, T.A. and BIGGS, J., (Eds.) Remote Sensing of Volcanoes and Volcanic Processes: Integration Observation and Modelling. *Geological Society, London, Special Publications*, 380 (1): 39-<http://dx.doi.org/10.1144/SP380.9>.
- ZANA, N., KAMBA, M., KATSONGO, S. & JANSSEN, TH., 1989. Recent seismic activity of the Kivu Province, Western Rift Valley of Africa. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 58: 52-60.
- ZANA, N., 1983. Seismological study of the 1980 Nyamuragira eruption. In: HAMAGUCHI (Ed.) Volcanoes Nyiragongo and Nyamuragira: geophysical aspects. *Tôhoku University, Faculty of Science*, Sendai, Japan, 29–33