

Note sur la crise tellurique en cours à Mayotte

Pierre Briole – UMR CNRS/ENS 8538

12 novembre 2018

Version du document : 20181112a

Contexte : Cette note fait suite aux notes n°1 du 19 octobre et n°2 du 30 octobre.

Changements par rapport à la note du 30 octobre 2018 :

- Deux stations GPS supplémentaire du réseau Lél@ (PORO et MTSA) ont été utilisées. Pour la surveillance future de la crise ces stations sont intégrées dans les calculs du réseau RGP réalisés à l'IGN/SGN.
- La période d'étude a été découpée en 6 phases (d'environ un mois chacune) de manière à avoir une « vision » de l'évolution du phénomène.
- Résultats GPS mis en correspondance avec la localisation de l'essai sismique.
- Mise à jour de la liste des destinataires.

Résumé : Cette note présente l'analyse des données GPS disponibles sur Mayotte depuis le début de la crise. Une chronologie précise de la crise est disponible à la page <http://www.brgm.fr/content/essai-seismes-mayotte-points-situation>. Des petits mouvements du sol ont été mesurés au début de la crise, puis des mouvements plus importants et réguliers se produisent depuis la mi-juillet, avec un mouvement d'ensemble des stations GPS de plus de 60 mm vers l'est et plus de 30 mm vers le bas. Les modèles faisant l'hypothèse d'un glissement sismique sur une faille ne peuvent pas rendre compte de ces observations GPS. En revanche les modèles faisant l'hypothèse de vidage d'un réservoir magmatique reproduisent bien les observations. Dans cette hypothèse, la chambre magmatique en cours de vidage serait située 50 km à l'est de Petite-Terre, à une profondeur de 30 km environ. Le débit du magma ponctionné serait de $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ce qui est élevé mais plausible pour une éruption volcanique, soit 1.3 km^3 émis à la date de cette note. Le lieu où se trouve le magma émis n'est pas connu. Une partie du magma peut être émis au niveau d'un édifice volcanique en formation (il en existe d'anciens visibles dans la bathymétrie) ou d'une fissure éruptive qui peut être longue de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Une partie du magma peut aussi être capturé à faible profondeur dans la croûte superficielle sous forme de filons verticaux (dykes) ou horizontaux (sills). Il n'y a pas d'observations de remontée de gaz volcaniques mais ceci n'est pas surprenant parce que le plancher océanique est à plus de 3.5 km dans la zone concernée. Des mesures complémentaires à terre et à mer sont nécessaires pour confirmer ou infirmer cette hypothèse d'éruption volcanique et en préciser l'ampleur et le déroulement.

1. Données GPS

Six stations GPS permanentes de Mayotte sont reliées au RGP (Réseau GNSS Permanent) et leurs données calculées en routine par l'IGN/SGN: GAMO (M'Tangamouji), KAWÉ (Kawéni), MAYG (Dzaoudzi), BRDL (Bandrélé), MTSA, PORO (Tab. 1).

Site	Propriétaire	East (UTM 38S)	North (UTM 38S)
GAMO	EXAGONE (TERIA)	509 110	8 589 240
MTSA	Precision Topo (Lél@sarl)	508 560	8 589 224
KAWÉ	Precision Topo (Lél@sarl)	524 430	8 588 620
MAYG	CNES	528 020	8 586 950

PORO	Precision Topo (Lél@sarl)	515 620	8 574 190
BDRL	EXAGONE (TERIA)	520 910	8 572 710

Table 1. Coordonnées UTM, fuseau 38 Sud, des six stations GNSS. Les coordonnées sont fournies en UTM parce que le calcul de modélisation est effectué en UTM

2. Séries temporelles GPS

Les données sont calculées à la fois à l'IGN/RGP avec le logiciel BERNESE et à l'ENS avec le logiciel GIPSY. Les séries temporelles présentées ci-dessous sont celles calculées à l'ENS.

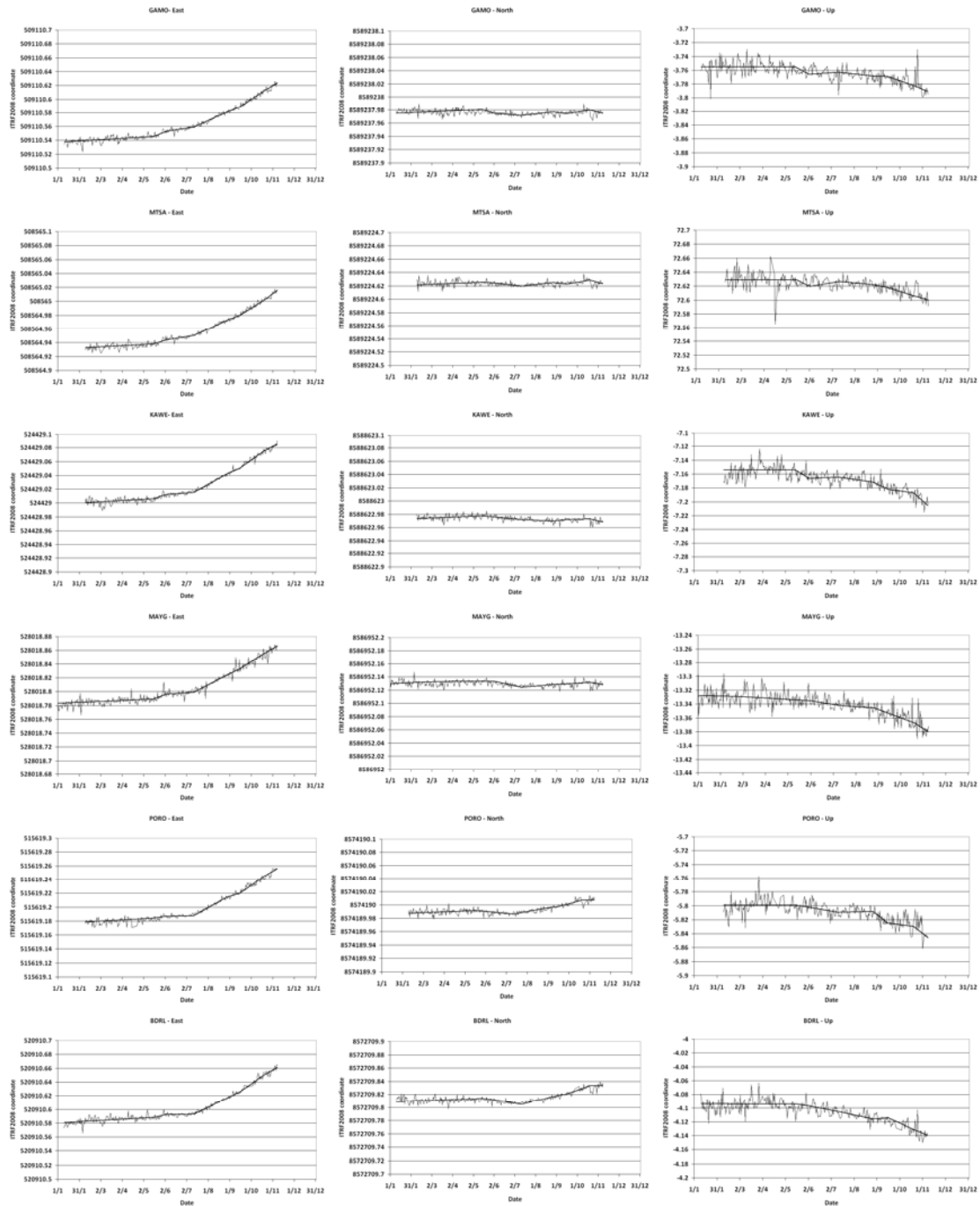


Figure 1. Vecteurs déplacement des stations GPS depuis le début de la crise

3. Segmentation temporelle de l'étude

L'essai sismique a évolué dans le temps et l'espace (Fig. 2) depuis le début de la crise, avec des périodes plus calmes et des reprises d'activité. Nous avons découpé la période en six phases de manière à commencer à avoir, sur la base des observations GPS et de sismicité, une vision spatio-temporelle du processus. Le découpage est fait sur la base d'arguments qui sont indiqués en Tab. 2. L'avantage de la création du découpage est une « modélisation » plus fine du processus (traits continu en Fig. 1) par segments. Cependant cette modélisation plus fine rend les observations plus fluctuantes et donc les sorties de modèles elles mêmes plus fluctuantes (par rapport à la sortie du modèle considérant une pente uniforme depuis juillet). Toutefois le fait d'avoir désormais six stations GPS donne une bonne redondance aux données et donc une robustesse à cette ébauche d'analyse par phases. La fluctuation naturelle des coordonnées GPS est telle qu'il est difficilement envisageable de segmenter en périodes plus courtes que deux semaines. Mais une segmentation en périodes comprises entre deux et six semaines (et adaptable en fonction de l'occurrence de nouveaux essais) peut être envisagée pour les mois à venir, en continuation de la segmentation proposée ci-dessous pour la période écoulée.

Phase	Début	Fin	Motivation du découpage
1	16/05/2018	02/06/2018	Première phase de la crise, avec plusieurs stations GPS indiquant un clair changement
2	03/06/2018	11/07/2018	Phase très calme du point de vue de la déformation (alors que la sismicité se maintient)
3	12/07/2018	26/08/2018	Début de la forte déformation mesurée par GPS, et dans le même temps moindre sismicité
4	27/08/2018	15/09/2018	Début d'un nouvel essaim sismique
5	16/09/2018	19/10/2019	Début d'un nouvel essaim sismique
6	20/10/2018	présent	Phase actuelle et de nouvelles phases seront créés régulièrement afin d'avoir une « vision » des changements du phénomène

Table 2. Découpage en six phases du processus entre mai 2018 et ce jour

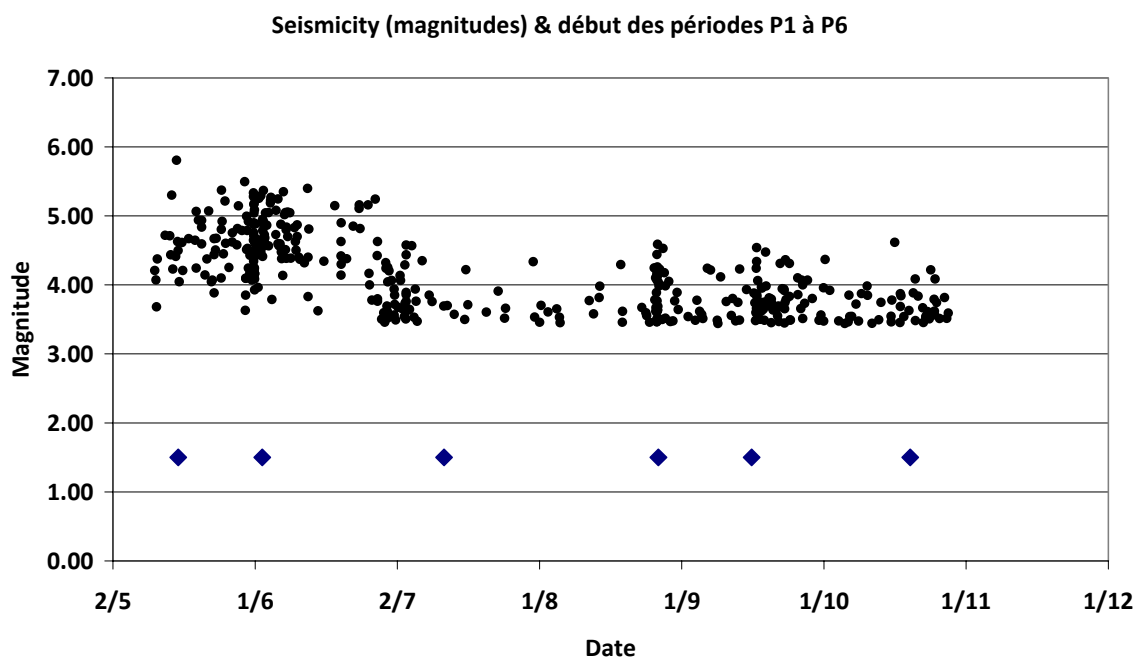


Figure 2. Magnitude des séismes depuis le début de la crise (document BRGM). Les six losanges représentent le début des six phases (P1 à P6).

4. Modélisation d'une période unique depuis juillet 2018

Nous procédons comme dans la note n°2 et mettons à jour la localisation optimale de la source. Le changement depuis la fin octobre est faible. Cependant on observe une légère augmentation de la vitesse moyenne, notamment pour le vertical. Cette augmentation ne se traduit pas, dans le modèle, par un changement de débit, parce que le nouveau modèle se trouve légèrement plus près de Mayotte que le précédent (et donc « exige » un plus petit volume de déformation). La source de dégonflement aurait migré de quelques kilomètres vers l'ouest entre la mi-octobre et la mi-novembre. L'évolution de la source moyenne est présentée dans les Fig. 3 et Fig. 4 en regard de la sismicité. On voit que la localisation de la source de déformation déduite du GPS ne correspond pas parfaitement à la localisation des séismes, surtout pour ce qui est de la latitude (Fig. 4). Il se pourrait que les séismes soient situés aux alentours du point de sortie du magma, et correspondent à la fracturation de la croûte superficielle, le magma provenant (majoritairement, voir la suite) d'une zone située une dizaine de kilomètres plus au sud. En tout état de cause, il est nécessaire que le ou les réservoirs profonds soient connectés à la surface par des filons (dykes) dont la longueur peut très bien être de plusieurs kilomètres voire dépasser dix kilomètres comme assez fréquemment observé lors d'éruptions à terre.

Dernières données traitées	E (UTM 38S)	N (UTM 38S)	Profondeur (km)	Subsidence maximale au droit de la source (mm)	Débit (m ³ /s)
28-oct	581 000	8582.3	31.1	895	110
10-nov	578 200	8583.8	31	918	108

Table 3. Paramètres de la source dans la note 2 et dans cette note

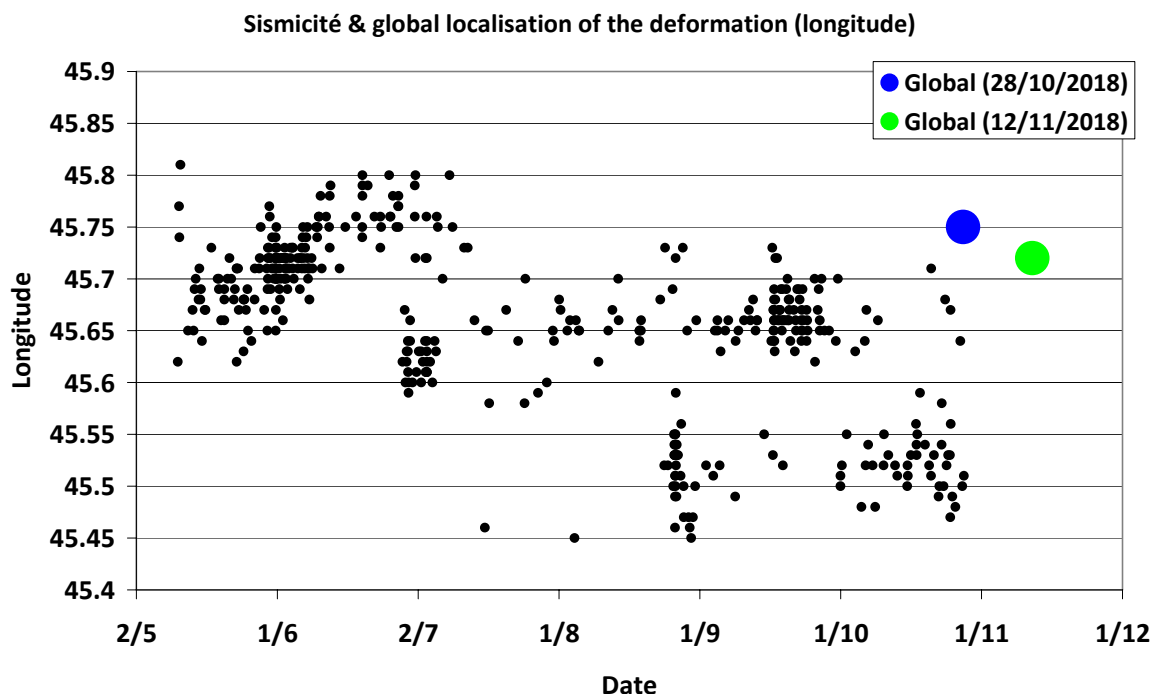


Figure 3. Longitude de la source « préférée » du modèle d'après les données disponibles jusqu'au 28 octobre (point bleu) et d'après les données disponibles jusqu'au 10 novembre (point vert).

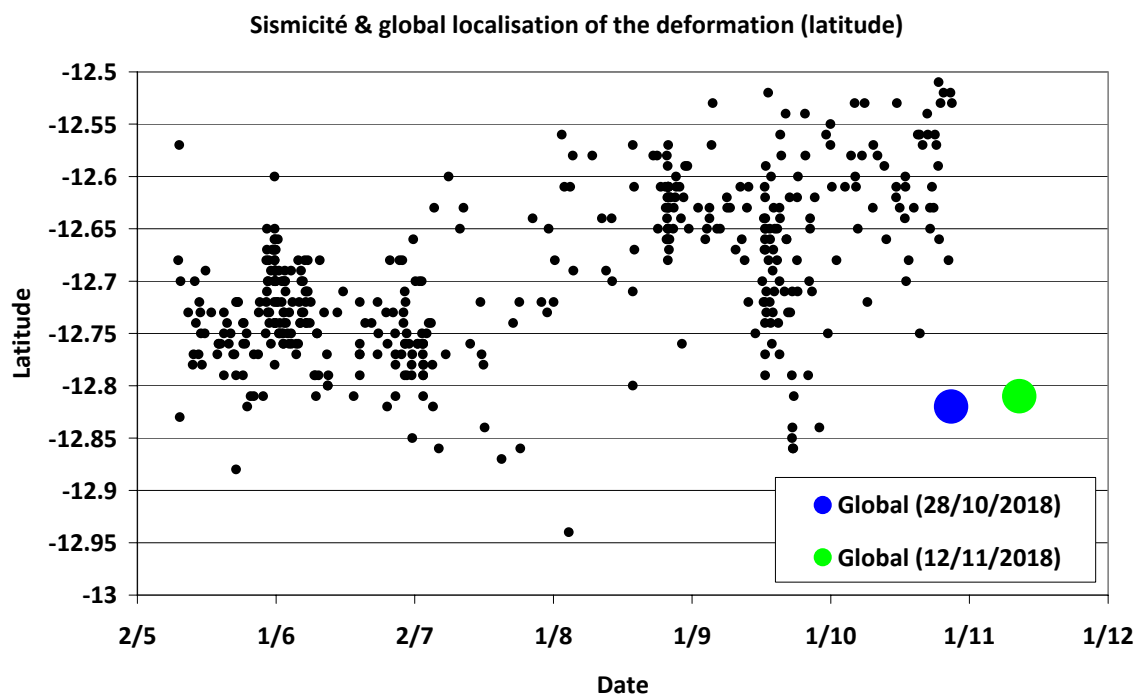


Figure 4. Latitude de la source « préférée » du modèle d'après les données disponibles jusqu'au 28 octobre (point bleu) et d'après les données disponibles jusqu'au 10 novembre (point vert).

5. Modélisation et discussion des six phases P1 à P6

En Tab. 2 sont indiqués les raisons du découpage en 6 phases. Comme le montre la Fig.1 ce découpage permet une approximation par segments des séries temporelles de coordonnées des six stations GPS plus fine que l'utilisation d'une pente constante pour toute la période depuis le début juillet. Pour chaque phase nous calculons la localisation d'un centre de déflation correspondant à cette phase, ainsi que le débit de magma (perte de volume de la source). Le Tab. 3 rassemble les valeurs trouvées pour les six phases.

Phase	Début	Durée (jours)	Lat (°)	Long (°)	Prof (km)	rms (mm/yr)	Débit (m ³ /s)	Millions de m ³
Phase 1	16/05/2018	18	-12.94	45.78	31	58	82	127
Phase 2	03/06/2018	39	-12.94	45.78	31	44	3	10
Phase 3	12/07/2018	46	-12.73	45.77	32	27	124	493
Phase 4	27/08/2018	20	-12.79	45.51	31	41	51	87
Phase 5	16/09/2018	34	-12.76	45.79	32	38	193	568
Phase 6	20/10/2018	25	-12.92	45.49	35	38	91	en cours

Table 3. Paramètre de la source de déflation correspondant à chaque phase.

5.1 Phase 1 (16 mai - 2 juin)

Plusieurs stations montrent, surtout sur leurs composantes Est et Nord un changement de tendance à partir du 15 mai. Ces changements n'apparaissent abrupts nulle part et ne semblent pas pouvoir être imputables directement aux séismes (en tant que réponse élastique co-sismique). En effet, comme indiqué dans la note précédente, les amplitudes théoriques prévues à terre ne sont détectables par GPS à cette distance là et pour ces magnitudes là.

Nous faisons donc, dans cette note n°3 l'hypothèse que, dès la première phase, le signal observé correspond au vidage progressif d'un réservoir magmatique en raison du début de la migration de magma dans les dykes en formation. Cette hypothèse permet d'expliquer le caractère progressif de la déformation durant la phase 1. Le centre de dégonflement lors de cette phase 1 ne correspond pas à la localisation des séismes dans la même période. Il se trouve environ 15 km plus au sud. Est-il possible qu'un dyke (donc d'une quinzaine de km de long) connecte la zone de dégonflement à la zone des séismes ?

5.2 Phase 2 (3 juin - 11 juillet)

Au cours de cette phase les mouvements aux stations GPS sont très faibles, la vidange profonde semble avoir cessé. En prenant comme paramètres géométriques de la source ceux de la phase 1, nous trouvons un très petit débit de $3 \text{ m}^3/\text{s}$. Il semble que cette phase 2 soit une phase au cours de laquelle le magma ne circule pas, mais par contre la sismicité reste élevée. Nous sommes peut-être en phase de fracturation dans la croûte précédant début de l'épanchement de lave sur le plancher océanique. Dans ce cas le volume émis en phase 1 serait intégralement dans le dyke et n'aurait pas encore commencé à s'épancher. Comme la modélisation de la phase 1 indique 127 millions de m^3 pour cette phase, cela pourrait correspondre à un dyke de 15 km de long, 3 km de haut et 3 m d'épaisseur, mis en place entre la source profonde et le point de sortie future de lave, mais ne commençant son épanchement qu'à la fin de la phase 2.

5.3 Phase 3 (12 juillet - 27 août)

Au cours de cette phase la sismicité baisse beaucoup et par contre le débit monte à $124 \text{ m}^3/\text{s}$. Nous sommes peut-être alors entrée dans la phase d'éruption proprement dite avec épanchement de lave sur le plancher océanique et circulation de magma dans le dyke. Le centre de déflation dans cette phase 3 est situé à la même longitude que précédemment, par contre il est situé à la même latitude que les séismes, donc en correspondance de ceux-ci. Les Fig. 5 et Fig. 6 montrent, pour chaque phase, la localisation en longitude et latitude du point de déflation. La taille des points rouges est proportionnelle au débit au cours de la phase concernée (on ne voit ainsi pratiquement pas le petit point rouge correspondant à la phase 2).

5.4 Phase 4 (28 août - 15 septembre)

Fin août une recrudescence de la sismicité est enregistrée, avec des événements situés environ 20 km au NE de ceux de la première phase. La modélisation des données GPS dans cette période suggère une forte baisse du débit et une source de déflation située 20 km à l'ouest de la première, bien compatible avec la sismicité en longitude (Fig. 5), mais décalé en latitude (Fig. 6), 10 km plus au sud que la sismicité.

5.5 Phase 5 (16 septembre - 19 octobre)

Une nouvelle recrudescence de la sismicité est observée à la mi-septembre, située à peu près à la même longitude que la sismicité initiale, mais environ 8 km plus au nord que celle-ci. La source de déformation déterminée pour cette période à partir des données GPS est en assez bon accord avec la localisation des séismes de cette phase. Le débit, $193 \text{ m}^3/\text{s}$ est le plus fort des six phases.

5.6 Phase 6 (20 octobre - présent)

Le débit baisse et le centre de déformation revient à la longitude de la phase 4 (donc à 30 km environ de Mayotte) mais se trouve nettement décalé vers le sud, à peu près à la latitude de la source de la phase 1.

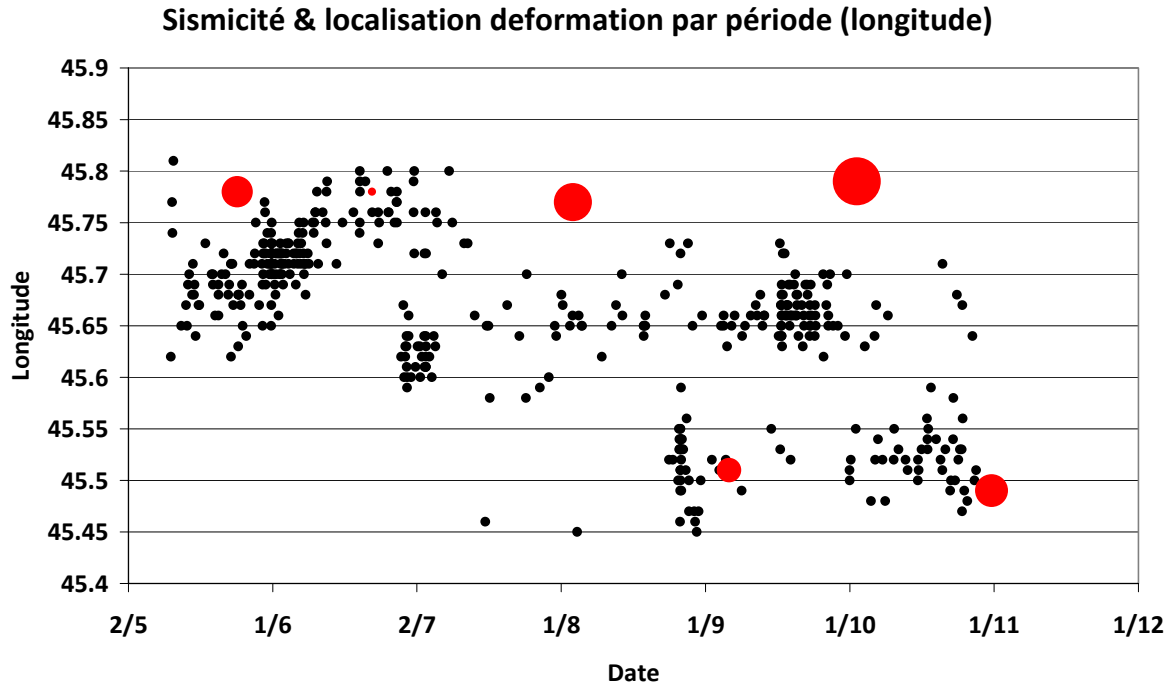


Figure 5. Longitude de la sismicité et de la déformation pour les six phases. Les six points rouges sont placés au centre de la période à laquelle ils correspondent. Leur taille est proportionnelle au débit calculé.

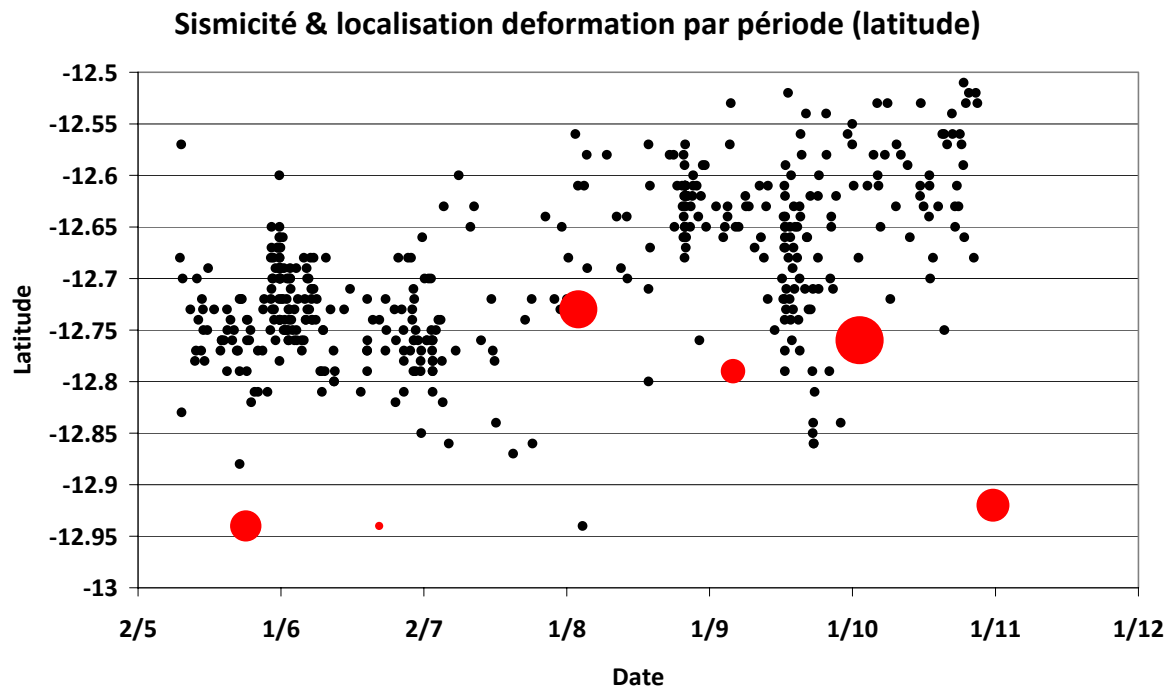


Figure 6. Latitude de la sismicité et de la déformation pour les six phases. Les six points rouges sont placés au centre de la période à laquelle ils correspondent. Leur taille est proportionnelle au débit calculé.

6. Conclusions

Les données GPS laissent à penser à une origine volcanique des signaux observés. La source serait initialement à environ 50 km à l'est de Petite-Terre et à environ 30 km de profondeur, donc nettement sous la partie cassante de la croûte, puis la source évoluerait en localisation et débit au cours du temps. La période initiale (phases 1 et 2) correspondrait à la phase de fracturation précédant le début proprement dit de l'épanchement.

Bien que le débit hypothétique soit important, supérieur à $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au cours des phases 3 et 5, l'endroit où le magma (extrait du réservoir profond) est mis en place à la surface (ou sous la surface dans la croûte) est actuellement inconnu. Le volume total émis à cette date serait de l'ordre de 1.3 km^3 ce qui est très élevé et jamais observé auparavant en fond de mer, s'il s'agit bien d'une éruption. Environ 1 km^3 pourrait avoir été épanché (ce qui devrait être clairement visible sur le terrain) et 0.3 km^3 pourrait être localisé dans des dykes d'alimentation longs de plus de 10 km. Des observations supplémentaires sont nécessaires à terre et en mer pour permettre de comprendre la crise en cours. Si l'éruption dure un an (ce qui est possible) la subsidence moyenne de l'île de Mayotte pourrait être de l'ordre de 8 cm. Si la nature volcanique du phénomène est confirmée par d'autres données et si le débit est bien aussi élevé que ce que prédit notre modèle (ce qui ne le rend toutefois pas exceptionnel), le volume prélevé au bout d'un an (à 30 km de profondeur) pourrait avoisiner les 3 km^3 et il faudrait attacher une attention particulière aux déformations du sol en fond de mer dans la zone de la crise (possibilité de formation de caldera à l'aplomb de la zone ponctionnée). La déformation observée à Mayotte pourrait aussi être observée, avec des amplitudes moindres mais significatives, depuis les îles Glorieuses, Anjouan et Grande Comore, comme l'indique la simulation montrée en Tab. 5.

Site	Long	Lat	Distance (km)	vE (mm/yr)	vN (mm/yr)
Grande Ile Glorieuse	47.30	-11.58	215	-15	-12
Mutsamudu (Anjouan)	44.39	-12.17	160	29	-14
Moroni (Grande Comore)	43.25	-11.71	260	9	-4

Table 4. Déformation horizontale prédite sur les îles voisines