

COLLECTIVITE DEPARTEMENTALE DE MAYOTTE



Liberté • Égalité • Fraternité
RÉPUBLIQUE FRANÇAISE



Géosciences pour une Terre durable

brgm

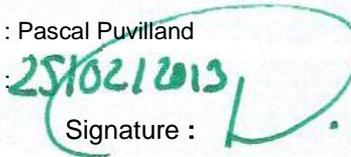
Notice de la carte géologique de Mayotte

BRGM/RP-61803-FR
Janvier 2013

Étude réalisée dans le cadre des opérations de Recherche du BRGM

Pierre Nehlig, Frédéric Lacquement, Julien Bernard, Martial Caroff, Jacques Deparis, Timothée Jaouen, Anne Aziliz Pelleter, José Perrin, Caroline Prognon, Benoit Vittecoq

Vérificateur :
Nom : Jean Christophe Audru
Date : 04/02/2013
Signature : 

Approbateur :
Nom : Pascal Puvilland
Date : 25/02/2013
Signature : 

En l'absence de signature, notamment pour les rapports diffusés en version numérique, l'original signé est disponible aux Archives du BRGM.

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2008.

Mots-clés : Géologie, Mayotte, Carte géologique, Comores, Volcanisme, Océan Indien, Régolithe, Géophysique, Électromagnétisme, Magnétisme

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Nehlig P., Lacquement F., Bernard J., Caroff M., Deparis J., Jaouen T., Pelleter A.-A., Perrin J., Prognon C., Vittecoq B. (2013) – Notice de la carte géologique de Mayotte, BRGM/RP-61803-FR, 135 p., 45 ill., 1 ann.

Synthèse

Le développement de Mayotte est contraint par une croissance démographique très importante sur une superficie limitée (l'essentiel de l'urbanisation se développe sur la côte), avec des aléas naturels (mouvements de terrain, chutes de blocs, cyclones, inondations, etc.), une forte demande en logements (entraînant une demande croissante en eau potable et son assainissement, et en matériaux), et des besoins grandissants d'infrastructures de communications routières, portuaires et aéroportuaires (déviation de Mamoudzou, piste aéroport plus longue, routes, etc.).

Conscients des nécessités et dans le cadre de leurs missions de développement et de structuration des connaissances scientifiques et techniques de la région, le BRGM et tous les acteurs du développement environnemental de Mayotte (Préfecture, Services de l'État - DEAL, DAAF, DRIRE - Conseil Général, SIEAM, etc.) ont souhaité doter Mayotte d'une carte géologique détaillée.

C'est dans ce cadre qu'a été réalisée cette carte géologique de Mayotte à l'échelle 1/25 000. Elle constitue un élément structurant important pour la connaissance du sous-sol mahorais grâce à la combinaison inédite de levés géologiques sur le terrain et de géophysique hélicoptère réalisés sur l'ensemble de l'île, apportant ainsi un appui précieux aux structures publiques et privées chargées du développement du département de Mayotte.

Sa réalisation a été rendue possible grâce à un financement à hauteur de 830 k€ HT constitué d'un cofinancement à parts égales du Contrat de Projet État-Département 2008/2014 (axe 5 « Consolider les bases d'un développement durable du territoire ») et des crédits de recherche du BRGM.

Le projet a été réalisé en deux phases entre Juillet 2010 et Janvier 2013 :

- une phase d'acquisition et d'analyse de données géophysiques électromagnétiques et magnétiques en 2010 et en 2011 ;
- une phase de cartographie géologique en 2011 et 2012.

La géophysique hélicoptère a été réalisée dans le cadre d'une Convention de Collaboration de Recherche entre le BRGM, l'Université d'Aarhus au Danemark et SkyTEM, une PME danoise qui opère l'appareil utilisé. La partie acquisition géophysique a fait l'objet d'un rapport intermédiaire (Auken *et al.*, 2011) qui n'est pas repris ici (cf. archive numérique du projet). La cartographie géologique a été réalisée en 2011 et 2012 avec plusieurs campagnes de terrain. Ce rapport présente la carte géologique ainsi que la notice de la carte.

Mayotte est une île volcanique posée sur le plancher océanique du Sud du bassin de Somalie entre l'Afrique et Madagascar. Elle fait partie de l'archipel des Comores. Elle comprend deux îles principales, Grande Terre et Petite Terre, dont la superficie totale est de 374 km² et la population supérieure à 212 000 habitants (INSEE, 2012). Mayotte est entourée du plus vaste lagon fermé de l'océan indien (1100 km²). Il est presque totalement délimité, sur 160 km de longueur, par une barrière récifale entrecoupée de quelques passes.

Les lithologies principales observées sur le terrain sont des empilements de coulées de basalte, de néphéline et de téphrite, des dômes phonolitiques et des dépôts pyroclastiques (cônes de scories et dépôts phréatomagmatiques principalement).

Les filons d'alimentation du volcanisme, plus abondants au Nord-Ouest de l'île, fournissent des orientations moyennes N 140 correspondant à l'axe de l'archipel des Comores.

Les laves de Mayotte définissent une association alcaline avec des mélilitites, des néphélines des basaltes, des basanites, des téphrites, des téphri-phonolites et des phonolites. Deux lignées évolutives ont été mises en évidence : la première constituée par les laves du Sud, est fortement sous-saturée en silice ; la seconde constituée par les laves du Nord et du Nord Est modérément sous-saturée en silice.

La carte magnétique obtenue, couplée aux âges géochronologiques, montre que la majorité des épanchements laviques subaffleurants se sont produits en période d'inversion magnétique, sauf le secteur Nord-Ouest et une partie du Sud de l'île. L'activité volcanique se poursuit jusqu'au Quaternaire récent dans le Nord-Est de Mayotte.

Soumises à un climat tropical humide depuis leur éruption, ces laves ont subi une altération physique et chimique intense qui se traduit par une dégradation importante des roches. Cette altération diminue en intensité avec la profondeur. Elle peut affecter l'ensemble d'une pile volcanique massive ou bien des séquences d'âges différents. Les profils d'altération sont plus complets au Nord de l'île qu'au Sud où ils sont largement entaillés par l'érosion.

L'île a été soumise depuis 1 Ma à une subsidence de près de 100 m qui explique la présence d'un récif. Les plaines sédimentaires côtières actuelles correspondent principalement au comblement récent de vallées entaillées lors des bas niveaux marins de l'Holocène.

Sommaire

1. Introduction.....	15
1.2. LE BASSIN DES COMORES.....	15
1.3. GÉOLOGIE SOUS-MARINE.....	16
1.4. FORMATIONS CORALIENNES ET LAGON.....	18
1.5. GÉOMORPHOLOGIE.....	19
1.6. CLIMAT.....	21
1.7. PEUPLEMENT ET VÉGÉTATION.....	21
2. Travaux antérieurs.....	23
3. Conditions d'établissement de la carte.....	25
3.1. GÉOPHYSIQUE HÉLIPORTÉE.....	25
3.1.1. Données magnétiques.....	28
3.1.2. Données électromagnétiques.....	48
3.2. CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE.....	64
3.2.1. Rédaction de la notice.....	65
3.2.2. Choix cartographiques et nomenclature.....	65
4. Description des formations volcaniques.....	67
4.1. LES ROCHES PLUTONIQUES.....	67
4.2. LES FILONS D'ALIMENTATION DU VOLCANISME.....	67
4.3. DÔMES ET PROTRUSIONS.....	68
4.4. LES COULÉES DE LAVE.....	68
4.5. LES ROCHES VOLCANIQUES.....	69
4.5.1. Basaltes et basanites s.l.....	69
4.5.2. Téphrites, Néphélinites et Mélilitites.....	71
4.5.3. Phonolites.....	72
4.6. LES ROCHES VOLCANOCLASTIQUES.....	75
5. Description des formations superficielles.....	83
5.1. FORMATIONS SUPERFICIELLES ALLOCHTONES.....	83
5.1.1. Dépôts anthropiques.....	83

5.1.2. Formations alluvionnaires.....	83
5.1.3. Formations de pente.....	85
5.1.4. Formations de plage.....	88
5.2. FORMATIONS SUPERFICIELLES AUTOCHTONES.....	88
5.2.1. Allotérites	90
5.2.2. Isaltérites.....	92
5.2.3. Sols s.s.....	94
5.2.4. Padzas – L'érosion prolonge l'altération des roches	95
6. Conditions de formation des entités géologiques.....	96
6.1. RÉSEAU FILONNIEN	96
6.2. FAILLES.....	97
6.3. AVALANCHES DE DÉBRIS	98
6.4. CHRONOLOGIE DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE	98
6.5. PÉTROGENÈSE DES MAGMAS	103
6.6. PLUSIEURS PHASES D'ALTÉRATION À MAYOTTE ?.....	104
7. Géologie de l'Environnement.....	105
7.1. LES SOLS ET LEUR OCCUPATION.....	105
7.2. ALÉAS NATURELS.....	105
7.2.1. Les mouvements de terrain	105
7.2.2. L'érosion.....	106
7.2.3. La sismicité	106
7.2.4. Les inondations	107
7.2.5. Les submersions marines.....	108
7.3. SOURCES MINÉRALES ET THERMOMINÉRALES	109
7.4. HYDROLOGIE ET EAUX SOUTERRAINES.....	111
7.4.1. Contexte socio-économique et usages de l'eau.....	111
7.4.2. Climat.....	112
7.4.3. Hydrologie	112
7.4.4. Hydrogéologie	114
7.5. SUBSTANCE UTILES – CARRIÈRES.....	117
8. Mayotte, un patrimoine géologique à découvrir et à préserver	119
8.1. MASSIF DU DIGO	119
8.2. SYSTÈME DE PALÉOSURFACES DE COMBANI	120

8.3. ENSEMBLE LAVIQUE DE HAPANDZO, VALLÉE PERCHÉE DE COCONI ..	121
8.4. MASSIFS PHONOLITIQUES DE CHICONI, DU POINT CÔTÉ 126, DU CHOUNGUI SOHOA ET DE TSINGONI	121
8.5. MTSAPÉRE.	122
8.6. LE MASSIF DU BÉNARA	122
8.7. PETITE TERRE	122
9. Bibliographie.....	125
10. Annexe 1 Contenu de l'archive numérique du Projet.....	133

Liste des illustrations

Figure 1 - Carte et coupe bathymétrique de Mayotte (Audru et al., 2006).....	17
Figure 2 - Carte schématique de l'emprise du lever géophysique	27
Figure 3 - Schéma de l'appareillage géophysique utilisé.....	29
Figure 4 - Photographie du système SkyTEM en vol.....	29
Figure 5 - Station magnétique au sol installée pour le lever géophysique à l'aéroport de Dzaoudzi.....	30
Figure 6 - Enregistrement magnétique diurne à l'aéroport de Dzouadzi (station de base).....	31
Figure 7 - Correction de décalage « lag » pouvant affecter les enregistrements magnétiques..	32
Figure 8 - Test d'effet de cap.....	32
Figure 9 - Carte de l'anomalie magnétique, en iso-contours de l'intensité du champ magnétique (nano Tesla - nT), présentation ombrée en insert.....	35
Figure 10 - Influence de l'inclinaison magnétique sur les réponses magnétiques enregistrées à différentes latitudes – cas d'aimantation induite pure (pas de rémanence).....	37
Figure 11 - Carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle, en iso-contours de l'intensité du champ magnétique (nano Tesla - nT), présentation ombrée en insert.....	38
Figure 12 - Migration de la plaque somalienne durant le période récente (-30 Ma à actuel) (Cogné, 2003). Mayotte est représentée par le point de couleur.....	40
Figure 13 - Carte ombrée du gradient magnétique vertical (nT/m), en insert présentation seuillée de sa valeur absolue (plages de gradient intense en rouge).....	42
Figure 14 - Carte du signal analytique (nT/m) drapé sur relief topographique, présentation seuillée en insert (les plages de forte aimantation apparaissent en rouge).....	43
Figure 15 - Carte de susceptibilité magnétique équivalente (en SI) – voir texte-.....	45
Figure 16 - Carte magnétique globale de Mayotte obtenue par fusion des campagnes héliportée GéoMayotte et marine BathyMay (anomalie magnétique réduite au pôle – voir texte).....	47
Figure 17 - Schéma du principe d'induction électromagnétique dans le sol (Chouteau & Giroux, 2005).....	48
Figure 18 - Processus de traitement des sondages TDEM : a) acquisition des données, b) signal enregistré, c) inversion des données, d) représentation 3D de la résistivité du sous sol.....	49
Figure 19 - Lignes de vol (traits noirs) sur l'île de Mayotte tracées sur la carte de résistivité pour la profondeur 0-5m.....	50
Figure 20 - Signal résultant des mesures TDEM après le traitement automatique des données (en gris les données supprimées par les filtres).....	52
Figure 21 - Données d'altitude mesurées (points) et corrigées (courbe).....	53
Figure 22 - Signal TDEM pour le moment faible sur une portion de 3,5 km de ligne de vol et altitude de vol (courbe marron supérieure).....	55
Figure 23 - Profils de résistivité résultant de l'inversion avec un modèle à vingt couches (en vert) et avec un modèle à cinq couches (en bleu).....	56
Figure 24 - Cartographie basée sur la campagne aéroportée des roches dont a) la résistivité est supérieure à 120 Ω .m et la profondeur est supérieure à 10 m et b) la résistivité	

est comprise entre 100 et 200 Ω .m et la profondeur est inférieure à 10 m. Le code de couleur est fonction de la profondeur des massifs de roche sous la surface topographie.	58
Figure 25 - Imagerie 3D extraite du lever électromagnétique du Sud de Mayotte ; les lignes blanches correspondent aux limites des bassins versants. À l'aplomb du forage de droite, la présence d'une paléo-vallée est révélée par les données électromagnétiques.	59
Figure 26 - Profils dans le lever ci-dessus : on observe clairement une coulée massive (à gauche, vue de face et à droite vue de profil) dans laquelle le forage productif a été implanté et réalisé.	59
Figure 27 - Modélisation en 3 dimensions de la géométrie d'une paléovallée aquifère. Le code de couleur est fonction de l'altitude de la paléovallée (exemple BRGM).	60
Figure 28 - Carte de la résistivité de la tranche 5-10 m.	61
Figure 29 - Exemple de coupes de résistivité interprétées autour de Combani-Kahani.	62
Figure 30 - Exemple de coupes dans le modèle de résistivité autour du Mtsapéré. Les coupes montrent la superposition d'un ensemble résistif (Mont Tsapéré) sur un substrat moins résistif (= socle ancien altéré).	63
Figure 31 - Nomenclature des laves basée sur leur composition chimique en éléments alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction de leur teneur en silice (SiO_2). Diagramme TAS de Le Maître et al. [2002].	66
Figure 32 - Carte des profondeurs des toits des enveloppes avec une résistivité supérieure à 120 Ω .m et d'une profondeur supérieure à 10 m.	68
Figure 33 - Photographies de lames minces prises au microscope.	75
Figure 34 - Panorama de la zone Sud de Moya vu depuis l'Est, au large de Petite Terre,	76
Figure 35 - Extrait du scan25 de l'IGN de Petite Terre (à gauche) et schéma interprétatif (à droite) sur lequel sont reportés les principaux édifices phréatomagmatiques	77
Figure 36 - Schéma conceptuel des formations superficielles autochtones (horizon fissuré, Isaltérite et allotérite) recouvertes par les formations superficielles allochtones (colluvions et alluvions) d'après Audru et al.(2010) modifié par R.A. Puyraveau.	89
Figure 37 - Principaux horizons des profils d'altération de Mayotte sur substratum basaltique.	90
Figure 38 - Rosace d'orientation des dykes de Mayotte (N=106)	97
Figure 39 - Histogramme des âges K-Ar et Ar-Ar obtenus sur Mayotte en fonction des grands domaines géographiques. La figure montre l'âge plus ancien des formations volcaniques du NW et du Sud par rapport au NE.	99
Figure 40 - Modèle volcano-structural de l'île.	101
Figure 42 - Localisation de la zone de dégagement gazeux de CO_2 , d'origine magmatique, située sur une plage près et à l'Est de l'aéroport. (Sanjuan et al., 2008).	110
Figure 43 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente.	111
Figure 44 - Vue de la surface d'isovaleur 5 ohm.m représentant l'interface eau douce - eau salée au niveau du littoral près du village de Longoni.	116
Figure 45 - localisation et nature des principales carrières de Mayotte.	118

Liste des annexes

Annexe 1 Contenu de l'archive numérique du projet

133

1. Introduction

1.1. GÉOGRAPHIE

Située dans l'hémisphère Sud, à 8 000 km de la métropole et distante de 1 500 km de La Réunion, Mayotte est la plus orientale des quatre îles de l'archipel des Comores (Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Mayotte) qui occupe le débouché septentrional du canal du Mozambique, à 400 km de la côte est de l'Afrique, à 300 km de la côte occidentale de Madagascar, entre les latitudes 12°36'S et 13°06'S, et les longitudes 44°54'E et 45°18'E.

D'une superficie totale de 374 km², Mayotte est formée d'une île principale, Grande Terre (qui culmine à 660 m au mont Bénara), où réside l'essentiel de la population. Elle est entourée de nombreux îlots dont le plus important est Petite Terre (12 km²) qui abrite l'aéroport et qui culmine au lieu-dit « La Vigie », à 203 m d'altitude. Grande Terre est ceinturée à plusieurs kilomètres au large par une barrière corallienne de 160 km de long, échancrée par plusieurs passes, isolant un vaste lagon d'environ 1100 km². La population de l'île était de 212 600 habitants lors du recensement de 2012 (INSEE).

1.2. LE BASSIN DES COMORES

L'Océan Indien a commencé à se former il y a environ 180 Ma, par éclatement progressif du Gondwana, le mégacontinent qui réunissait l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. L'Océan Indien actuel est caractérisé par un système de trois dorsales médio-océaniques qui convergent au point triple de Rodriguez. Il comporte des bassins océaniques fossiles (bassin de Somalie, bassin des Mascareignes) ou actifs (bassin du Mozambique), des monts sous-marins, des volcans actifs à l'aplomb de points chauds (Sud des Mascareignes), des plateaux sous-marins asismiques (ride du Mozambique, plateau des Mascareignes, plateau de Madagascar) et des régions sismogènes (ride de Davie) qui se prolongent à terre par le rift Est-Africain et Madagascar.

La croûte du bassin des Comores, situé entre les croûtes continentales de l'Afrique et de Madagascar, supporte les quatre îles volcaniques de l'archipel : Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Mayotte. Elle serait ancienne (<160Ma) et de nature océanique :

- la vitesse des ondes P traduit une transition rapide d'une croûte continentale à océanique à l'Est de la ride de Davie (Recq, 1982) ;
- le tracé des anomalies magnétiques bien qu'imprécis, illustre une croûte océanique (Rabinowitz *et al.*, 1983) ;
- les cartes bathymétriques illustrent la profondeur intermédiaire du plancher des Comores entre la croûte continentale des marges africaine et malgache et les croûtes océaniques des bassins de Somalie et du Mozambique.

Cependant, la découverte d'enclaves de métasédiments d'origine continentale dans les roches volcaniques des quatre îles de l'archipel a suscité de nombreuses discussions et plusieurs hypothèses ont été proposées par Lacroix (1922), Flower et Strong (1969), Flower (1971), Wright et McCurry (1970), Montaggioni et Nougier (1981), Besnard (1997) et Debeuf (2004) pour expliquer leur origine.

Ainsi, Lacroix (1922), Flower et Strong (1969) ont noté la présence de grès dans les laves basiques de Mohéli et de quartzites dans les laves alcalines de Grande Comores. Ils ont également remarqué la présence de roches grenues telles que des syénites et des quartzites ayant subi un faible métamorphisme à Anjouan et des monzonites quartzifères dans des tufs de Dzaoudzi à Mayotte. Ces découvertes apportent, pour ces auteurs, la preuve de la présence d'un substratum d'origine continentale.

Wright et McCurry (1970) remettent en question le fait que la présence de roches sédimentaires dans les îles de l'archipel soit une preuve formelle de la présence d'un substratum continental. Ces roches peuvent être issues de sédiments déposés sur une croûte océanique. Les investigations géophysiques dans le bassin Comorien permettent à Rabinowitz *et al.* (1983) de démontrer que la majorité de la partie orientale du Bassin Comorien appartient à la « Jurassic Magnetic Quiet Zone », et est donc de nature océanique. Néanmoins, dans la partie occidentale du Bassin, les données ne permettent pas de corréliser les anomalies magnétiques à une échelle de temps, mais ils l'attribuent également à un socle de nature océanique. Delteil *et al.* (1978) déduisent les mêmes conclusions à partir de données de sismique réflexion par l'interprétation de critères de diffraction sous les couches sédimentaires.

1.3. GÉOLOGIE SOUS-MARINE

Les quatre îles volcaniques principales de l'archipel des Comores (Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Mayotte) émergent d'une ride sous-marine discontinue qui sépare le bassin de Somalie, au Nord, du canal du Mozambique, au Sud. Cette ride fait relief au-dessus de fonds situés à plus de 3 000 m de profondeur

Les quatre îles forment une suite de volcans de plus en plus récents d'Est en Ouest. Ainsi, le point culminant de l'archipel est le Karthala (2 263 m) volcan actif situé sur l'île de Grande Comore (Bachélery et Coudray, 1993). À l'autre extrémité de l'archipel, Mayotte qui culmine à 660 m est la plus ancienne et donc la plus évoluée morphologiquement.

La cartographie bathymétrique par sondeurs multifaisceaux réalisée sur la pente insulaire externe au lagon de Mayotte (Figure 1 ; Audru *et al.*, 2006) a montré que l'embase de l'archipel de Mayotte dépasse 110 km de diamètre sur le plancher océanique. L'édifice volcanique a une altitude d'au moins 4400 m au-dessus de la plaine abyssale. Les pentes sont comprises entre 4 et 20° avec des valeurs maximales proches de la verticale à l'Ouest de Mayotte. Les deux principales orientations observées dans la morphologie générale de la pente insulaire de Mayotte sont N140 au Nord et N015 au Sud. Les pentes de l'édifice ont été affectées par de grandes déstabilisations gravitaires à l'origine de dépôts d'avalanches de débris. Ces dépôts sont eux-mêmes entaillés par un dense réseau de canyons sous-marins interprétés comme le résultat du surcreusement par les courants de turbidité à forte charge sédimentaire lors du dernier maximum glaciaire. Plusieurs plateaux sous-marins ont été mis en évidence et sont associés à la subsidence gravitaire de l'édifice volcanique.

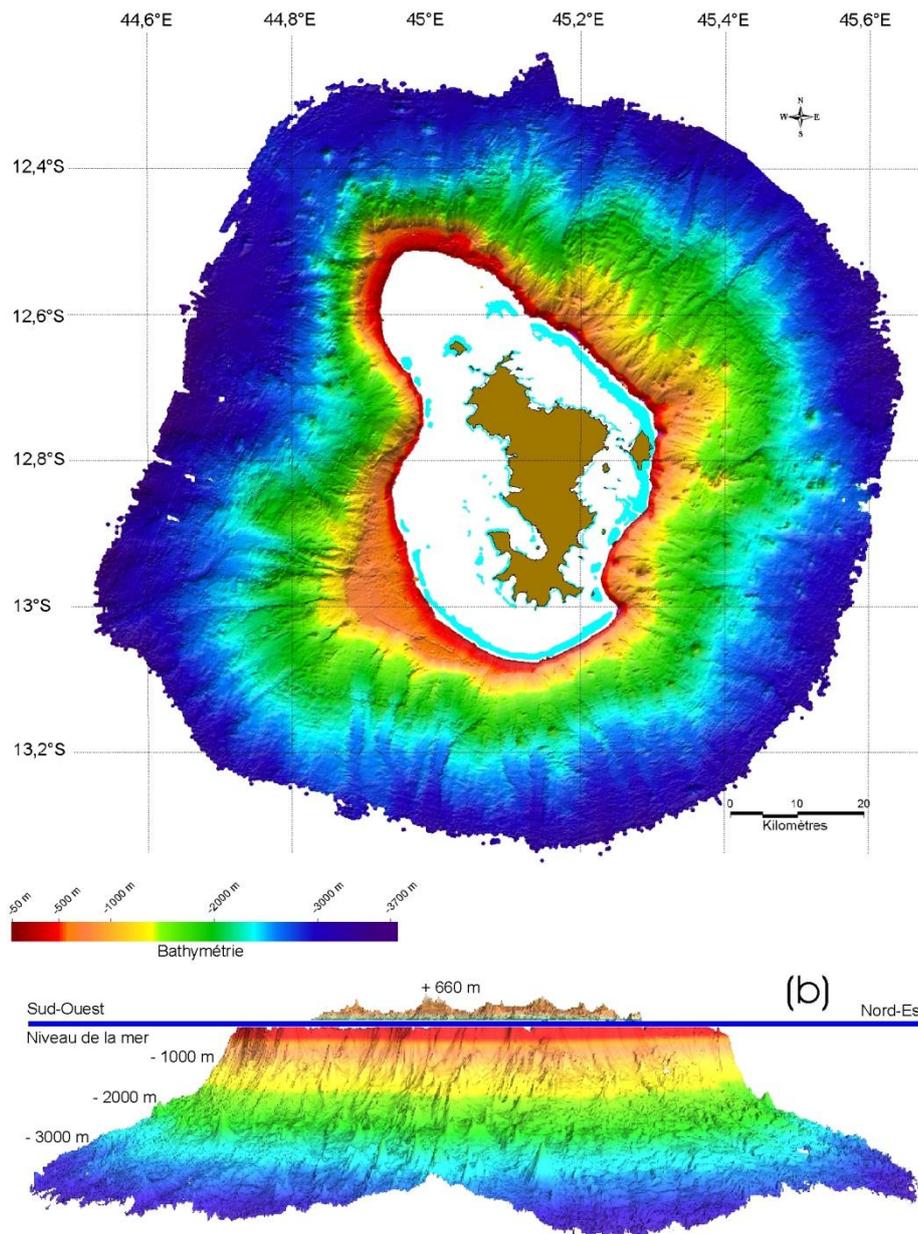


Figure 1 - Carte et coupe bathymétrique de Mayotte (Audru et al., 2006)
(Traitement de bord préliminaire).

Les levés de bathymétrie ont permis d'établir un modèle numérique de terrain (grille de profondeurs) au pas de 50 mètres de la pente insulaire de Mayotte. L'analyse de la morphologie générale et des reliefs observés à diverses échelles montre que : (1) l'archipel de Mayotte est probablement formé par l'accolement de trois grands appareils volcaniques principaux au Sud-Ouest, à l'Est et au Nord-Ouest ; (2) la pente insulaire est « sculptée » par de nombreuses incisions ou vallées sous-marines qui peuvent atteindre 2 à 3 km de large et jusqu'à 20 à 30 km de long ; (3) au Sud-Ouest, un vaste plateau de près de 200 km² qui s'étend jusqu'à des profondeurs de -750 à -1 000 m, est limité par un escarpement. Il pourrait s'agir d'une ancienne plate-forme récifale témoignant de l'enfoncement (subsidence) de cette partie de l'île depuis 3 à 4 millions d'années ; (4) de nombreux reliefs émergent de la pente en particulier au Nord-Ouest et à l'Est : il s'agit de monts et parfois de cratères volcaniques isolés ou alignés selon des directions structurales.

1.4. FORMATIONS CORALIENNES ET LAGON

La principale caractéristique de Mayotte par rapport aux trois autres îles des Comores est sa barrière récifale (Guilcher *et al.*, 1965 ; Colonna, 1994) de 160 km de long qui fait le tour de l'île de manière quasi continue délimitant un très large lagon d'une superficie de 1 100 km².

Dans le détail, le complexe récifal de Mayotte comprend :

- des récifs frangeants, de 50 à 800 mètres de large, installés sur le pourtour de la Grande Terre et des îlots du lagon ;
- un lagon d'une profondeur moyenne d'environ 35 m, à fond sédimentaire et parsemé de pâtés coralliens émergents ou non ;
- des récifs internes, tels que celui de la Prévoyante et de la Surprise au Nord-Est de l'île ;
- des récifs barrière, ou barrière externe, longs de 140 km et larges de 800 à 1 500 mètres, continus au Nord-Est et au Sud et entrecoupés de nombreuses passes (12), qui se poursuivent vers le large par une pente externe à éperons-sillons ou en tombants ;
- une double barrière interne au Sud-Ouest, discontinue et d'une longueur de 12 km.

Le marnage est important, atteignant 4 m en vives eaux. Il laisse les platiers récifaux largement émergés à basse mer. En mortes eaux, le marnage n'est que de quelques décimètres et l'épaisseur d'eau au-dessus du platier, voisine de 2 m, est suffisante pour laisser pénétrer dans le lagon, de la façade orientale, les houles hivernales engendrées par les alizés, et ce jusqu'au littoral.

En plus de Petite Terre, le lagon est occupé par :

- deux grands îlots : Mtsamboro (NW ; alt. 273 m), Mbouzi (E ; alt. 153 m) ;
- trois îlots moyens : Handréma (N ; alt. 42 m), Bandrélé (E ; alt. 67 m), Karoni (SW ; alt. 66 m) ;
- cinq petits îlots : Choazil (ou Choizil) : Malandzamiyajou (63 m), Malandzamiyatsini (66 m), Monyé Amiri (41 m), Bambo (30 m), Mbouini (40 m) ;
- seize îlots minuscules : Mtiti (12 m), Chongochamaji (19 m), Mtsongoma (19 m), île Verte (16 m), Gombé Ndroumé (30 m), Ziné ou « les quatre frères » (4 îlots, les plus hauts de 14 et 10 m), Kakazou (35 m), Vatou (11 m), Hajangoua [3 îlots : Kolo Issa (29 m), Pengoua et Pouhou], Mchako, Sada (44 m).

La barrière récifale commence à s'édifier il y a environ 1,5 Ma avec une accélération de la construction il y a 125 000 ans. Le lagon et le récif sont ensuite exondés à la faveur du dernier maximum glaciaire de 26 000 B.P., entraînant la création des passes et des systèmes karstiques qui ont été observés sur la pente externe par submersible à -150 m (Dullo *et al.*, 1998). L'ennoiement progressif du lagon reprend par ces mêmes passes à 11 600 ans B.P. (Zincke *et al.*, 2003).

Le taux moyen de subsidence de l'archipel de Mayotte est évalué à 0,19 mm/an, d'après des datations de récifs (Camoin *et al.*, 2004).

À l'ESE et à l'WNW les deux concavités (rentrants) du récif suggèrent la présence de vastes loupes de glissements sur les flancs de l'édifice, antérieurement à la construction du récif (Stieltjes *et al.*, 1988 ; Audru *et al.*, 2006).

La structure et la sédimentologie du lagon de Mayotte sont bien documentées. Les cartes du SHOM montrent que la partie Ouest du lagon est en moyenne plus profonde que la partie Est (60 m en moyenne contre 30 m) et que les passes, creusées dans le calcaire corallien du récif, sont installées sur d'anciennes paléovallées en prolongement des grandes ravines actuelles.

1.5. GÉOMORPHOLOGIE

La morphologie de Mayotte est complexe (Ben Youssouf, 1991). Sa côte est fortement découpée, présentant de nombreuses baies, presqu'îles et pointes. Son relief est peu élevé mais plus de la moitié de la surface de l'île de Grande Terre se caractérise par des pentes supérieures à 15 %.

Quatre barrières montagneuses organisent le relief de Grande Terre :

- les crêtes du Nord, qui culminent avec le mont Dziani Bolé (472 m) ;
- le massif du centre depuis le mont Mtsapéré (572 m) jusqu'au mont Combani (481 m) ;
- le massif du Bénara (660 m) ;
- le mont Choungui (594 m) au Sud.

Quatre grandes familles de morphologies se distinguent dans l'île :

- les morphologies volcaniques récentes avec des dômes de phonolites, des cônes volcaniques, des cratères d'explosion (maars) ;
- les morphologies d'érosion et de dissection des formations volcaniques plus anciennes : crêtes, versants, plateaux, amphithéâtres, bad-lands (= "padza" en mahorais) ;
- les morphologies d'épandage ou d'accumulation : glacis, plaines intérieures, plaines littorales, fonds de vallées ;
- les morphologies de construction ou d'accumulation marine : récifs coralliens, cordons littoraux, plages, cayes, mangroves.

La plupart des paysages mahorais ne rappellent pas des paysages volcaniques et sont difficiles à interpréter du fait des faibles reliefs et de l'action importante de l'érosion qui vient largement complexifier les paysages. Seule la partie Nord-Est porte les traces d'un volcanisme récent, d'âge Holocène, marqué par des cratères d'origine phréatomagmatique : sur Petite Terre, le lac de Dziani Dzaha se trouve dans le cratère d'un volcan ; sur Grande Terre les maars de Kawéni et Kavani ont conservé les grands traits de leur morphologie originelle. Malgré un matériau souvent friable et tendre (cendres, lapillis, ponces), l'érosion n'a pas encore eu le temps de faire évoluer de manière significative ou de détruire ces reliefs.

Ailleurs, les paysages de Mayotte sont caractérisés par des pitons de phonolites émergeant de reliefs assez mous constitués d'altérites colluvionnées sur les pentes et développées à partir de

coulées laviques altérées. Le plus remarquable de ces pitons est le Choungui, dont l'aiguille domine la presqu'île Sud. Le relief de l'intérieur de l'île est en grande partie conditionné par l'ossature que constituent ces dômes et protrusions phonolitiques qui arment aujourd'hui les crêtes. Du fait de leurs flancs très raides où l'eau météorique pénètre mal et où l'altération est faible et lente, ces phonolites restent en relief en gardant leurs formes initiales. Les terrains périphériques s'altèrent et s'érodent quant à eux plus rapidement. Entre ces phonolites, ce sont souvent les dernières coulées volcaniques, autrefois au fond des vallées, qui constituent les crêtes, par inversion du relief due à l'érosion. Entre ces crêtes, la dissection en creux des pentes donne une des morphologies les plus typiques de Mayotte : les amphithéâtres, dont un bel exemple est celui de Kani Kéli dans le Sud. Ils sont délimités par les crêtes et leurs versants, couverts de colluvions, s'appuient sur les empilements de laves anciennes altérées ; ces versants sont généralement faiblement incisés par les thalwegs du réseau hydrographique.

Une érosion régressive est à l'origine des côtes dentelées marquées par de profondes baies dont le fond est généralement envasé et envahi par la mangrove ; les pointes sont soulignées par un récif frangeant.

Dans le détail, les études géomorphologiques antérieures (principalement Stieltjes *et al.*, 1988 ; Raunet, 1992 et Debeuf, 2004) ont distingués quatre domaines dont les morphologies diffèrent : le domaine Sud, le domaine Nord-Ouest, le domaine du Nord-Est (substrat ancien, massif du Digo et massif du Mtsapéré) et le volcanisme récent de Mamoudzou et de Petite Terre.

Le domaine Sud représente la moitié de la superficie de l'île de Mayotte. Ses limites septentrionales se situent à l'extrémité Sud du Massif du Mtsapéré. Des morphologies caractéristiques d'un réseau hydrographique mature définissent ce domaine, dans lequel les anciennes planèzes n'ont pratiquement pas été préservées et où de grandes crêtes contrastent avec de larges vallées. De nombreuses pointes sont les témoins d'anciennes coulées de vallées plus résistantes face à l'érosion. Elles forment actuellement des inversions de reliefs assez typiques. Ce domaine possède la morphologie et le modelé d'un relief ancien. Les laves présentes sont en majorité des basanites, des néphélinites et des phonolites.

Le domaine Nord-Ouest est dominé par une morphologie en crêtes et ravines, marquée par l'existence d'une crête principale d'orientation NE-SW à l'extrémité Nord-Ouest de l'île. Les côtes sont formées de falaises abruptes de plusieurs dizaines de mètres de haut, composées d'un empilement de coulées de laves traversées par un réseau filonien localement important. Les îlots Mtsamboro, Choazil, Handréma, et Mtsongoma font partie du domaine Nord-Ouest. Les laves paraissent peu altérées en bordure de mer, mais il n'en est rien à l'intérieur des terres, où la latéritisation est bien présente, déterminant une morphologie de bad-lands.

Le domaine Nord-Est de Mayotte peut se décomposer en deux massifs : celui du Mtsapéré et celui du Digo.

Le massif du Digo s'individualise dans la topographie et forme un seuil au NNO de l'île. Il correspond à un domaine de reliefs moins marqués, rattachés dans le paysage au Massif du Mtsapéré. Le Digo présente des caractéristiques de reliefs très jeunes avec des zones planes non affectées par l'érosion pouvant représenter des coulées récentes ou des surfaces de dépôt cendreuse comme le suggère Stieltjes *et al.* (1988) dans la carte géologique de Mayotte et Debeuf (2004). Cela traduit un réseau hydrographique relativement immature, où le creusement est en cours.

Le massif du Mtsapéré - édifice volcanique localisé sur toute la partie Nord-Est de l'île – conserve de nombreuses reliques de planèzes qui sont cependant nettement plus incisées que dans le cas du Digo. Il repose sur les formations anciennes du domaine Sud.

Le volcanisme récent du Nord-Est et de Petite Terre est caractérisé par de nombreux cônes stromboliens très disséqués par l'érosion et par des édifices volcaniques d'origine phréatomagmatique aux morphologies très jeunes. Ainsi, Petite Terre est presque exclusivement constituée de retombées pyroclastiques à éléments ponceux de composition phonolitique et d'éléments remaniés du substratum. Tous ces dépôts sont issus d'épisodes explosifs, à caractère phréatomagmatique plus ou moins marqué. Le «Dziani Dzaha» ou «lac de cratère» montre des caractéristiques typiques d'un volcanisme phréatomagmatique bien préservé de l'érosion.

1.6. CLIMAT

Le climat, de type tropical humide insulaire, altère profondément les formations volcaniques en les transformant petit à petit en latérites. La météorologie locale est largement modifiée par le relief (côte au vent, côte sous le vent, altitude, exposition, etc.), avec deux saisons marquées. À la saison des pluies, de novembre à mai, le vent N à NW est chargé d'humidité qui est déposée sous forme de pluies orographiques. La saison sèche, de mai à novembre correspond à l'époque des alizés qui soufflent du Sud-Est. L'air se charge d'humidité avec l'altitude. Les zones côtières de l'Est et du Sud subissent l'influence desséchante de ces alizés de juillet à septembre et sont les zones les plus sèches de Mayotte. Sur les sommets de l'île, souvent ennuagés, règne une humidité atmosphérique presque permanente. Compte tenu des lignes directrices majeures du relief (axe WNW-ESE du Bénara et axe NNE-SSW Mtsapéré/Combani), l'humidité en saison des pluies et la sécheresse hivernale sont très inégalement réparties. La partie Nord de l'île est la plus arrosée (Pluviométrie supérieure à 1500 mm/an). Inversement, la partie Sud est plus sèche (Pluviométrie inférieure à 1200 mm/an). Cette différence se lit dans les paysages et dans la couverture végétale de l'île. C'est ainsi que les travaux d'élaboration du SDAGE ont conduit à distinguer trois hydroécorégions (ASCONIT-ARVAM-PARETO, 2006) : Nord-Ouest, Nord-Est et Sud. Ces hydroécorégions ont été déterminées à partir des conditions climatiques, de la géomorphologie et des assemblages spécifiques observés.

Les températures moyennes annuelles sont comprises entre 21 et 28 °C et varient peu au cours des saisons, sauf au-dessus de 400 m où les effets de l'altitude se font sentir.

1.7. PEUPLEMENT ET VÉGÉTATION

Les paysages actuels de Mayotte sont les fruits d'une occupation humaine très ancienne de l'île (certifiée par les traces archéologiques depuis au moins le IX^{ème} siècle). Les premiers européens, à la recherche de nouvelles routes vers l'Inde, découvriront, vers le XV^{ème} siècle, l'archipel qui leur servira de point de ravitaillement. Les sociétés rurales traditionnelles, puis agro-industrielles (canne à sucre, café, cacao) lors d'un bref épisode d'environ un demi-siècle (mi XIX^{ème} à début XX^{ème}), n'ont laissé qu'une petite place à la végétation naturelle originelle de l'île. Il ne subsiste en effet que quelques reliques de forêts hygrophiles à sèches et des mangroves qui occupent moins d'une quinzaine de km² au total, soit 3 % environ du territoire de l'île (Pascal 2000 ; Gargominy, 2003).

2. Travaux antérieurs

Les premières descriptions géologiques de Mayotte remontent à des travaux de géologues allemands (Voeltzkow, 1906 et Bauer, 1911) qui reconnaissent la nature géologique volcanique des îles des Comores. En 1922, Lacroix publie les premières descriptions pétrographiques et minéralogiques des laves des Comores ainsi que les premières analyses chimiques de roches. Il met en évidence la présence de séries laviques alcalines ainsi que la grande palette d'évolution chimique des laves de l'archipel, des basaltes aux phonolites. La présence d'enclaves de socle cristallin à Anjouan et à Mayotte lui fait suggérer que les Comores sont bâties sur un socle cristallin.

La première esquisse géologique des Comores, assortie de quelques éléments de géologie appliquée, est présentée par Pavlovski et De Saint-Ours en 1953. De Saint-Ours (1960) précisera ensuite l'évolution géomorphologique de Mayotte et fait un inventaire rapide des substances utiles.

Une étude très complète du lagon et de ses récifs est entreprise en 1965 par une équipe de géographes dirigée par Guilcher.

Une équipe anglaise (Flower et Strong, 1969 ; Esson *et al.*, 1970 ; Flower, 1971 ; Hajash et Armstrong, 1972 ; Strong, 1972) reprend l'étude du volcanisme de l'archipel, amorcée par Lacroix. Ils apportent des précisions sur les séries de différenciation alcaline à l'aide d'analyses pétrochimiques de roches et interprètent la nature des enclaves de socle profond.

Nougier *et al.* (1979 a, b) ont procédé à une première approche de l'évolution volcanique structurale de l'île de Mayotte. Ils décrivent trois ensembles majeurs :

- le bouclier primitif constituant la principale partie du volcan ;
- les unités supérieures comprenant le centre basaltique du Nord-Ouest, le Massif du Mtsapéré, les alignements phonolitiques du Bénara et du Choungui, et les extrusions phonolitiques ponctuelles ;
- les maars trachytiques et cônes stromboliens représentant les produits les plus récents de l'île.

À la suite de ces travaux, Nougier *et al.* (1986) proposent une évolution structurale générale du volcan-bouclier de Mayotte. Ils définissent l'île comme constitué d'un bouclier primitif recoupé par des extrusions de phonolites et recouvert par des laves néphélinitiques ou basaltiques. Ils décrivent quatre étapes de construction du volcan :

- un bouclier primitif dont l'âge le plus ancien obtenu est de 8 Ma environ ($7,7 \pm 1$ Ma) mais dont la période d'édification commencerait dès 10 à 15 Ma. Cette phase se terminerait vers 3,5 Ma par l'émission de coulées de néphélinites dans des paléovallées ;
- entre 3,3 Ma et 2,5 Ma avec une récurrence à 1,5 Ma, des laves phonolitiques, plus différenciées, sont émises dans le Sud et le centre de l'île ;

- au Nord-Est, une activité volcanique datée à 2 Ma produit des laves basaltiques et basanitiques ;
- enfin, une phase basaltique et trachytique récente produit des cônes de scories et des structures de maars constituant l'île de Petite Terre.

Latrille en 1981 réalise un inventaire des terres cultivables et de leurs aptitudes culturales. Dans le prolongement de ces travaux Raunet, en 1992, fait une cartographie à 1/50 000 de l'état des milieux terrestres et du lagon vis-à-vis des processus d'érosion et de sédimentation.

En 1988, Stieltjes *et al.* publient une carte géologique à 1/50 000 qui est le premier document de ce type pour l'île de Mayotte. Cette carte, qui a permis d'établir un premier schéma géologique des grandes unités structurales à l'échelle de l'île, traite pour l'essentiel des formations volcaniques sans représentation des différents types d'altérites qui occupent l'essentiel de l'île.

Spath *et al.*, en 1996, dans le cadre d'une étude pétrographique et géochimique sur l'archipel des Comores, constitue une base de données sur les laves du Nord et du Nord-Est de l'île essentiellement.

Dans sa thèse sur l'évolution volcano-structurale de Mayotte (avec 73 nouvelles analyses chimiques d'éléments majeurs, 54 d'éléments traces et 37 datations Ar-Ar), Debeuf (2004) distingue trois complexes volcaniques identifiés sur des critères structuraux, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques :

- le complexe du Sud (de 10 Ma à 1,95 Ma) caractérisé par une morphologie de relief ancien et constitué de basanites, néphélinites et phonolites ;
- le complexe du Nord (de 8 Ma à 3,8 Ma) apparaît avec une morphologie plus récente marquée par des reliefs escarpés. Il représente la phase de construction du bouclier d'un volcan septentrional, caractérisée par la présence exclusive de magmas basiques (basaltes et basanites) ;
- le complexe Nord-Est (de 4,4 Ma à l'actuel) est marqué par des reliefs jeunes délimitant deux massifs, le Digo et le Mtsapéré. Il représente la phase post-érosionnelle du volcanisme septentrional et comporte des basaltes, des basanites et majoritairement des téphrites et des phonolites qui définissent, avec les laves du Nord, une seconde lignée évolutive, moyennement sous-saturée en silice. Ce volcanisme se termine par une série de manifestations phréatomagmatiques, dont les produits ponces composent l'île de Petite Terre, et dont l'âge est estimé à moins de 0,15 Ma.

En 1989, il n'y avait encore aucun forage sur l'île. Depuis 1991, plus de 50 forages pour l'eau et une quarantaine de profils géophysiques ont été réalisés (panneaux électriques et dipôle/dipôle). Ces travaux ainsi que les études réalisées par le BRGM pour les atlas des risques naturels et les ressources en eau ont donné lieu à de nombreuses cartographies détaillées qui sont consignées dans les rapports publics du BRGM et dans la Banque de données du Sous-Sol (BSS).

3. Conditions d'établissement de la carte

Le projet a été réalisé en deux phases entre Juillet 2010 et Janvier 2013 :

- une phase d'acquisition et d'analyse de données géophysiques électromagnétiques et magnétiques en 2010-2011 ;
- une phase de cartographie géologique entre 2011-2012.

3.1. GÉOPHYSIQUE HÉLIPORTÉE

L'acquisition géophysique hélicoptérée électromagnétique et magnétique a été réalisée dans le cadre d'une Convention de Collaboration de Recherche entre le BRGM, l'Université d'Aarhus au Danemark et SkyTEM, une société danoise qui opère l'appareil utilisé. Deux méthodes ont été mises en œuvre : électromagnétisme en domaine temporel et magnétisme.

La partie acquisition géophysique - et plus spécifiquement le volet électro-magnétique - a fait l'objet d'un rapport intermédiaire (Auken *et al.*, 2011) édité par l'Université d'Aarhus (« SkyTEM Survey Mayotte ») qui est fournie dans l'archive numérique du projet. Une synthèse des principaux résultats de ce levé est présentée dans ce chapitre.

Le plan de vol réalisé totalise 3000 km de vol en lignes. Les zones d'intérêt (voir figure 2 pour l'organisation du plan de vol) densifiées par vols complémentaires ont été choisies au vu des premiers résultats à mi-opération et validées par le groupe de projet.

La production géophysique a permis de couvrir les deux îles, une portion de lagon entre Petite-Terre et Grande-Terre. Au total ont été nécessaires pour mener à bien cette campagne :

- 71h40' de vols dont 60h en vol d'acquisition de données ;
- 48 sorties dont 28 vols de production de données sur le plan de vol et 20 vols techniques pour ajustements, tests et calibrations.

Une communication importante a été faite pour cette campagne, afin de prévenir les populations, dont un communiqué de presse préalable, réalisation d'une affiche diffusée dans les mairies, interviews radio et presse locale en cours de réalisation et un communiqué au journal télévisé régional en fin de campagne.

Principales étapes du lever :

- le matériel géophysique a été acheminé à Mayotte en container par fret maritime ;
- montage du système SkyTEM à partir du 7/10/2010 ;
- hélicoptère (Eurocopter AS350-B2) opéré par la compagnie réunionnaise Hélicoptère arrivé par ses propres moyens via Madagascar le 11/10/2010 ;
- vols d'essais et test du système du 13/10 au 16/10/2010 ;

- conférence de presse à la base d'opération (aéroport de Dzaoudzi) le 14/10/2010 ;
- vols de production du 16/10 au 10/11 dont 7 jours d'immobilisation en raison d'une avarie turbine, 1 jour de stand-by météo et un jour de repos ;
- démontage, replis 11/11/2010.

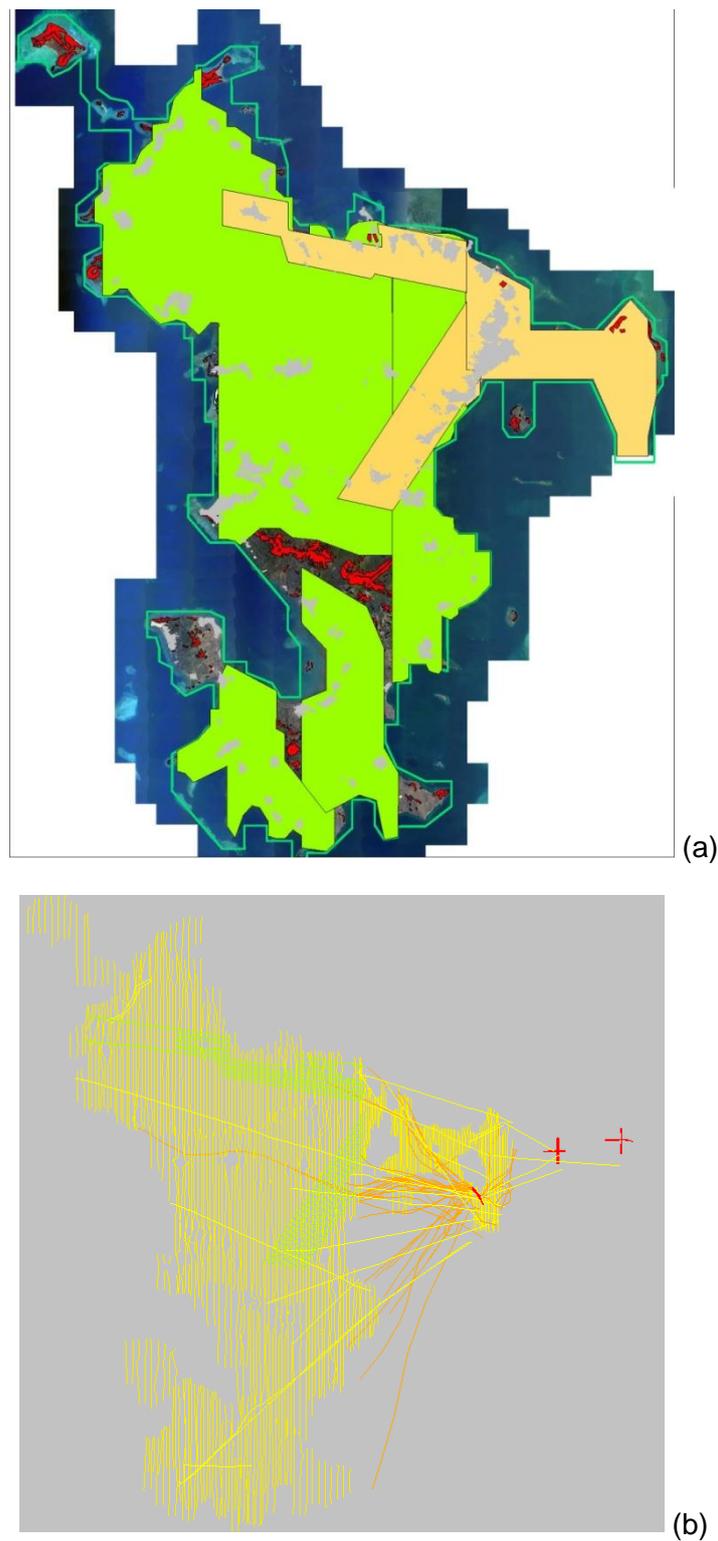


Figure 2 - Carte schématique de l'emprise du lever géophysique
 (a) contour Cyan : enveloppe la zone couverte à 400 m d'espacement, blocs en vert plein = zones resserrées par lignes intercalaires à 200 m, blocs en orangé plein = zones densifiées à 100 m par lignes intercalaires (Petite-Terre et Mamoudzou) ou par lignes obliques séquentes
 (b) plan de vol réalisé (en rouge = lignes de calibration)

3.1.1. Données magnétiques

a. Dispositif d'acquisition embarqué

Le magnétomètre intégré à l'équipement SkyTEM, est destiné à enregistrer de façon passive les variations spatiales du champ magnétique terrestre. Il est monté sur une extension à l'avant du cadre portant la boucle d'émission du dispositif électromagnétique (voir figure 4). Cette extension permet de l'éloigner des sources d'interférence que constituent les boîtiers électroniques (dont la centrale d'acquisition du magnétomètre) et la boucle de courant EM.

Le capteur magnétique mis en œuvre est un magnétomètre à pompage optique au Césium de marque Geometrics (S/N : C2547). Ce type de capteurs constitue à la date du lever la référence des magnétomètres utilisés en géophysique aéroportée. Ce sont des capteurs scalaires absolus, c'est-à-dire qu'ils fournissent une mesure absolue de l'intensité du champ magnétique (en nano Tesla, nT) de très grande qualité. En effet, ils sont caractérisés par une excellente précision : sensibilité meilleure que 0,005 nT, résolution instrumentale d'au moins 0,01 nT et niveau de bruit toléré inférieur à 0,1 nT (en configuration de vol).

Ces capteurs offrent également l'avantage d'avoir un angle mort réduit ; à la latitude magnétique de Mayotte (Inclinaison Magnétique = -44.6°), leur réponse est isotrope quelle que soit la direction de vol pour une orientation verticale de l'axe optique du capteur. Ce choix a permis de valoriser les mesures magnétiques hors des directions de la grille régulière du plan de vol préétabli (lignes N-S, recoupes E-W), en particulier pour les vols de liaison ayant pu être effectués à basse altitude et pour optimiser l'implantation des lignes de densification du lever dans les zones déclarées d'intérêt prioritaire définies par le groupe de travail.

Le dispositif SkyTEM est équipé également d'un système de positionnement constitué d'un GPS, d'un altimètre laser et d'inclinomètres. Les mesures magnétiques sont ainsi restituées avec un positionnement 3D (X, Y, Z et hauteur au-dessus du sol) précis. Sur la base de ce positionnement GPS, toutes les mesures géophysiques et cartes dérivées sont référencées sur datum WGS84 en projection UTM zone 38 S (méridien central 45). Ce système est très proche et compatible aux échelles de travail avec le nouveau système local défini par l'IGN (RGM04).

La prise de mesure avec le magnétomètre est synchronisée sur le cycle « High Moment » de l'émission électromagnétique. Elle a lieu uniquement pendant les périodes d'interruption de l'émetteur (off-time). Du fait de cette synchronisation il n'y a pas de lecture pendant le cycle d'analyse du bruit EM et le magnétomètre est également occulté pendant le « Super Low Moment ». Le magnétomètre travaille avec une cadence interne de 50 Hz, mais le système d'acquisition restitue des valeurs moyennées à la cadence de 10 par seconde. Les gaps imposés par l'EM ne sont pas préjudiciables à la densité de l'échantillonnage magnétique car le signal est notablement sur-échantillonné du fait de la faible vitesse de vol tenue en acquisition (19 m/s – moyenne calculée sur l'ensemble du lever).

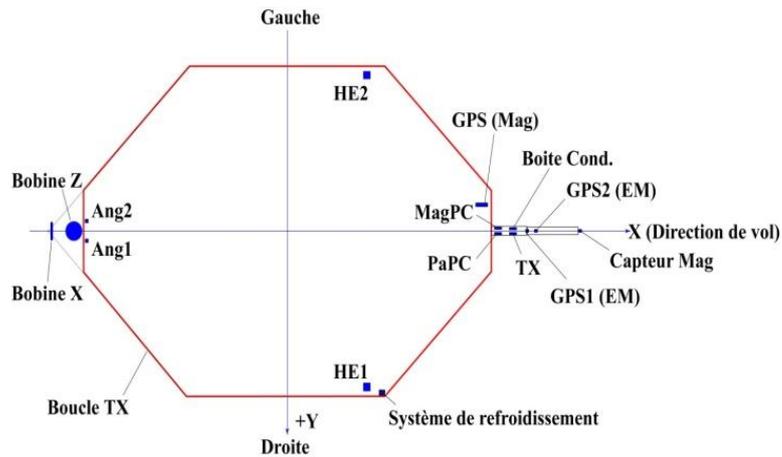


Figure 3 - Schéma de l'appareillage géophysique utilisé.

Un cadre hexagonal (dont chaque côté fait environ 11m) est transporté par un hélicoptère ; plusieurs instruments de mesure sont disposés sur cette structure : la bobine émettrice (boucle TX), disposée tout le long du cadre dans une configuration octogonale ; deux bobines réceptrices (Bobine X et Bobine Z) pour la composante horizontale et la composante verticale du champ secondaire ; deux altimètres laser (HE1 et HE2) ; deux inclinomètres (Ang1 et Ang2) ; deux GPS (GPS1 et GPS2) ; un magnétomètre ; le magnétomètre est déporté à l'avant à 16,44m du centre du cadre, l'offset avec l'antenne GPS est de 3,95m un générateur alimentant les différents instruments.



Figure 4 - Photographie du système SkyTEM en vol.

b. Station sol

Les variations temporelles du champ magnétique terrestre dites « diurnes » ont été contrôlées pendant l'opération, à l'aide d'une station magnétique de référence installée spécialement pour le levé. L'implantation de cette station a été choisie minutieusement compte tenu des conditions environnementales requises, après vérification du gradient magnétique horizontal local dans un périmètre de 100 m. L'emplacement retenu, sur l'aéroport de Dzaoudzi (voir figure 5) a été définitivement validé après analyse des données d'une journée complète d'enregistrement (14/10/2010 – 12:00 au 15/10/2010 – 14:00). Les coordonnées de la station sol sont 45°28'38.90"E 12°80'95.80S. Cette station sol est équipée avec un magnétomètre Geometrics modèle G858 pourvu de deux capteurs Cs de même type que celui embarqué. Cette redondance permettra de palier à la défaillance d'un des capteurs survenue au cours du lever, seul le capteur magnétique 1 (en haut du mat) ayant été actif pendant l'ensemble des vols. Un exemple d'enregistrement est fourni en figure 6.

L'enregistrement magnétique diurne a été réalisé avec un échantillonnage de 1 Hz. L'horloge du magnétomètre est calée sur l'heure GPS en début d'opération pour être synchrone, à la seconde près, avec les mesures SkyTEM. L'intensité du champ magnétique à la station de base est de 33791 nT, valeur obtenue avec la moyenne de l'ensemble des différents enregistrements faits durant les 20 jours de production de la période du lever. L'amplitude moyenne des variations journalières observées est de 33nT, l'amplitude maximale s'établissant à 59nT. Aucun phénomène de type orage magnétique n'a été observé pendant cette période. Les enregistrements de la station sol ont été validés par comparaison avec ceux des Observatoires du Réseau Intermagnet, en particulier avec la station Sud-Africaine de HARTEBEESTOEK (27.7E, 25.9S), la plus proche, celle de Madagascar, étant inopérante actuellement.



Figure 5 - Station magnétique au sol installée pour le lever géophysique à l'aéroport de Dzaoudzi.

c. Tests et calibrations

- **Test de répétition :**

Le bon fonctionnement de l'équipement est attesté par un enregistrement répété d'un tronçon de ligne tout au long de la campagne de levés. La ligne de répétition a été choisie sur le domaine de l'aéroport à la pointe sud de Petite Terre entre la piste et la côte Est. Le test de répétition a, dans la mesure du possible, été réalisé en sens opposé avant et après chaque vol de production.

- **Lag Test :**

L'analyse comparée des profils magnétiques de la ligne test enregistrés en vol vers le Nord-Ouest avec ceux en direction du Sud-Est ainsi que sur les portions de ligne de vol répétées (voir exemple figure 7) a permis de vérifier qu'aucun décalage dit « lag » n'affectait les mesures mag; En effet, l'offset entre le capteur magnétique et l'antenne GPS qui fournit la géolocalisation des mesures est correctement pris en compte, comme indiqué dans le fichier de paramétrage du système SkyTEM.

- **Effet de cap :**

Les lectures magnétiques peuvent être affectées par la direction de vol en raison d'une possible signature magnétique de l'équipement dont l'effet peut être additif ou soustractif selon l'orientation relative du système vis-à-vis de la direction du champ géomagnétique. Pour le déterminer, un test a été réalisé dans une zone de faible gradient magnétique au large à l'Est de Petite Terre avec l'acquisition d'une intersection de quatre lignes selon les quatre directions du plan de vol. Une illustration du résultat de ce test est fourni figure 8. L'effet de cap ainsi déterminé est pris en compte et corrigé au traitement des données.

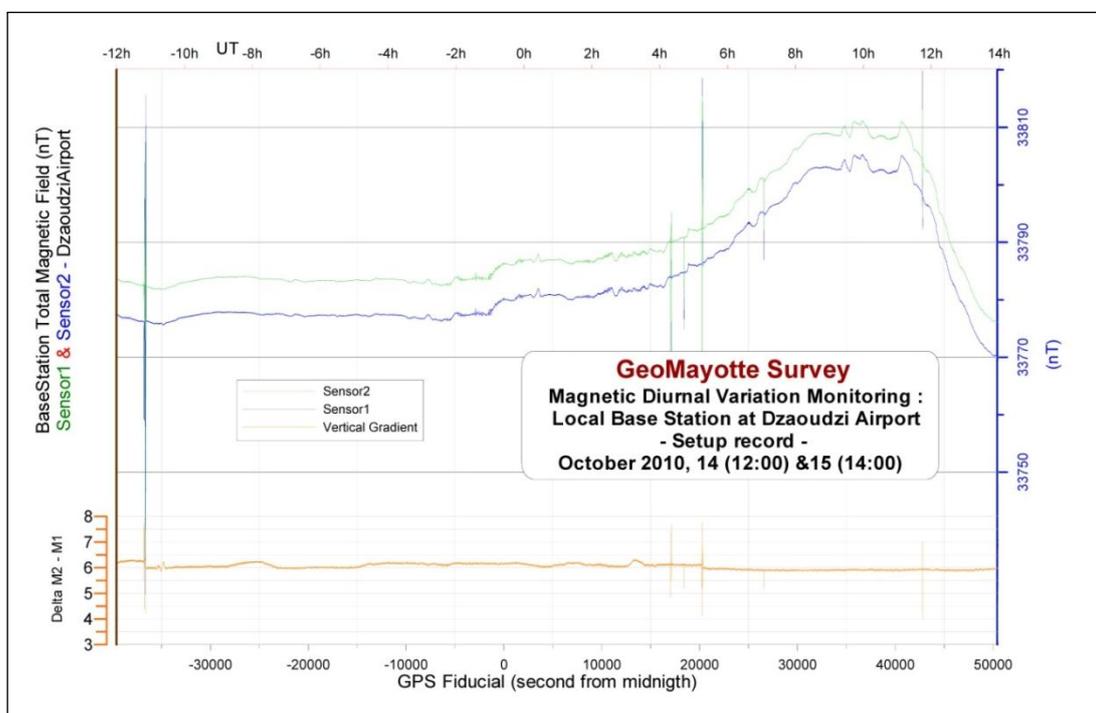


Figure 6 - Enregistrement magnétique diurne à l'aéroport de Dzouadzi (station de base).

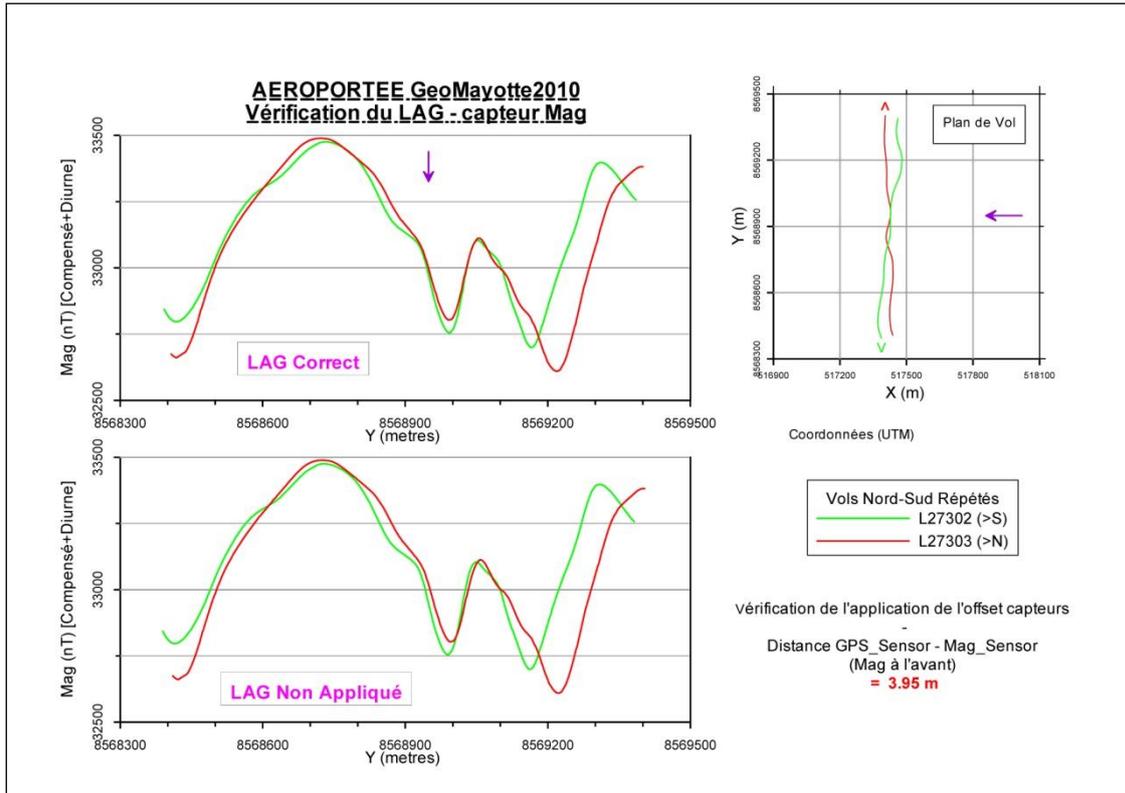


Figure 7 - Correction de décalage « lag » pouvant affecter les enregistrements magnétiques.

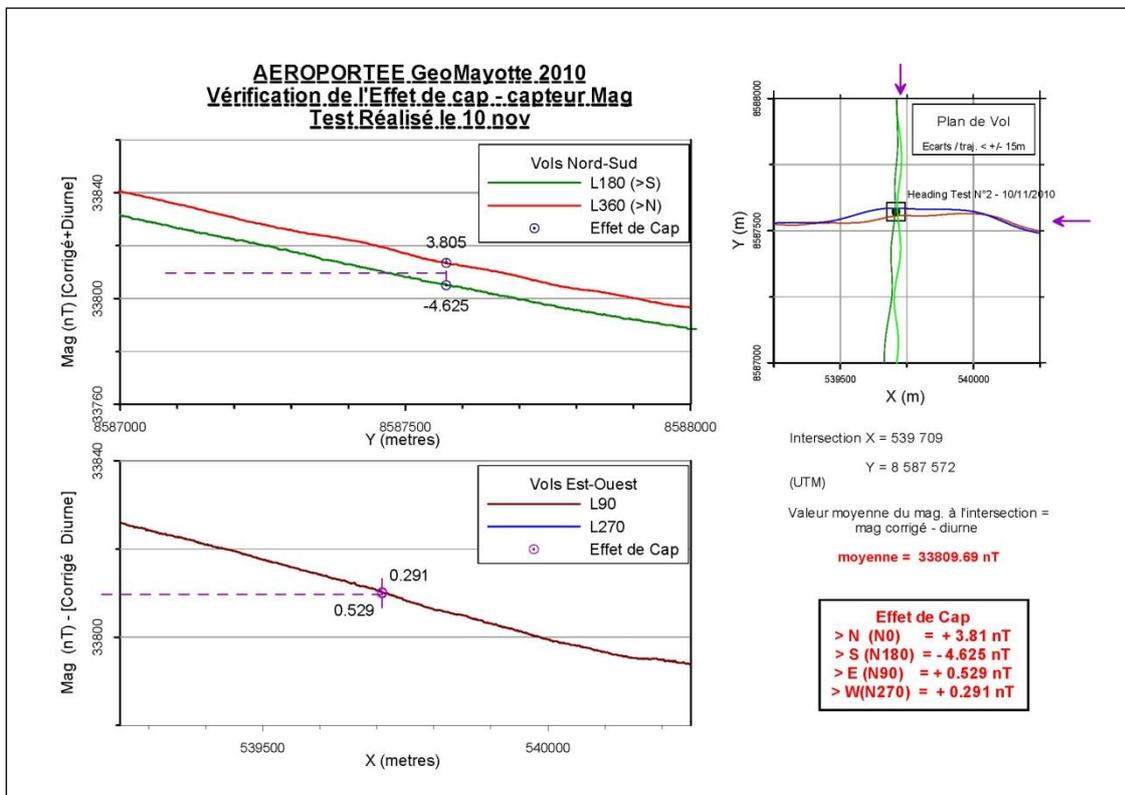


Figure 8 - Test d'effet de cap.

d. Traitement

L'ensemble du traitement des données de magnétisme a été réalisé avec la suite logicielle Intrepid. Une séquence conventionnelle complète de compilation des mesures a été appliquée à l'ensemble des données magnétiques.

- **Inspection et édition des données**

Les données magnétiques de la station sol et embarquées ont été inspectées systématiquement en profil et éditées d'éventuels artéfacts. Ce nettoyage manuel a été important sur quelques profils où l'on soupçonne qu'une probable dérive de la synchronisation de la prise des lectures magnétiques a pu se produire induisant ainsi quelques lectures erronées en bordure de séquence lorsqu'elles empiètent sur les périodes d'émission électromagnétique. L'édition a pu être effectuée sans ambiguïté ni perte considérable de données, sauf sur certains tronçons du vol n° 5 (19 octobre). Ceci s'est dégradé durant le trajet de liaison du vol suivant (n° 6 le 20 octobre) où le magnétomètre est tombé totalement en panne. Il a été changé pour le vol suivant. Suite à ce nettoyage manuel, aucun filtrage n'a été appliqué aux mesures brutes embarquées.

Les lectures de la station sol ont fait l'objet d'un lissage par moyenne mobile sur 1 minute.

- **Correction des variations temporelles « diurnes »**

Les enregistrements de la station sol édités sont fusionnés à la base des données de vol en respectant la synchronisation des instants de mesure.

La variation diurne enregistrée à la station sol reflète les artéfacts externes sur le champ magnétiques terrestre sous l'influence essentiellement de l'activité solaire.

Elle est soustraite point par point aux lectures embarquées =

$$\text{Mag}_{\text{cd}}(t) = \text{Mag}_{\text{air}}(t) - \text{Mag}_{\text{sol}}(t) + \text{cste}$$

La constante utilisée pour établir le champ magnétique terrestre corrigé de sa variation temporelle, est la moyenne des lectures à la station sol pendant toute la campagne. Le champ obtenu est donc corrigé des variations temporelles à la date de mi-campagne, c'est-à-dire au 1/11/2010.

- **Correction spatio-temporelles « d'IGRF »**

Les variations spatiales et temporelles de longue période sont suivies et modélisées en prédiction par les observatoires géomagnétiques. Un modèle du champ magnétique terrestre lié à la structure profonde de la « géodynamo » terrestre, est publié tous les 5 ans. Cette campagne a été corrigée en utilisant le modèle d'IGRF 2005 par application d'une correction 3D (X,Y,Z) calculée en chaque point de mesure à la date du 1/11/2010.

$$\text{Ano}(x,y,z) = \text{Mag}_{\text{cd}}(x,y,z) - \text{IGRF}(x,y,z)$$

L'anomalie magnétique obtenue reflète les variations du champ magnétique introduites par la géologie locale jusqu'à une profondeur pluri-kilométrique.

Chaque étape de « nivellement » des données magnétiques et la cohérence des résultats obtenus sur le plan de vol ont été validés par examen statistique de l'écart aux points de croisement entre les lignes de vol et les recoupes.

Un micro-nivellement final a également été appliqué pour compenser les éventuels artefacts linéaires liés à la structure du plan de vol.

L'ensemble des données brutes et des principales étapes de traitement est fourni en base de donnée structurées en ligne de vol (selon l'organisation du plan de vol) avec l'archive numérique du projet. La nomenclature des variables y est jointe.

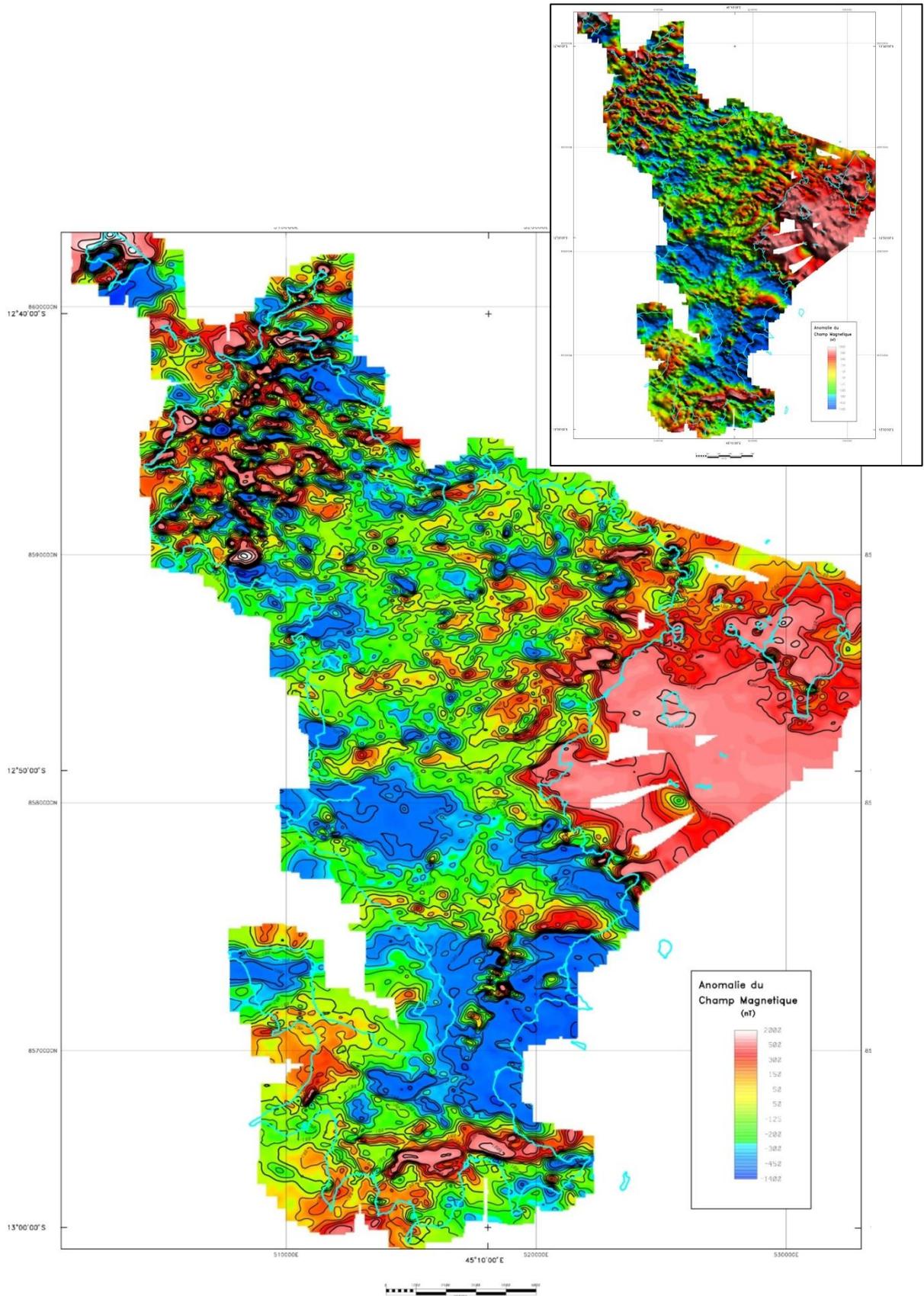


Figure 9 - Carte de l'anomalie magnétique, en iso-contours de l'intensité du champ magnétique (nano Tesla - nT), présentation ombrée en insert.

- **Interpolation des données en grilles régulières**

L'étape suivante du traitement consiste en la transformation des mesures traitées d'« Anomalie du champ magnétique », en grille régulières utilisables pour la réalisation des cartes et les travaux d'interprétation. Pour ce faire un opérateur à courbure minimum est utilisé. Les grilles ont été calculées à la maille de 50m, taille adéquate pour préserver les hautes fréquences de ce lever. Les grilles produites sont également fournies dans l'archive numérique du projet. Celles-ci sont directement utilisables avec les outils SIG pour des traitements classiques d'imagerie (seuillages, ombrages, classification,...) ou en analyse de données multicritères.

Des images raster d'un certain nombre de ces cartes ont été produites comme documents de travail pour l'élaboration de la carte géologique (cartes iso-contours, couleur à plat ou équi-répartition avec ombrage, etc.). Les plus significatives sont fournies géoréférencées dans l'archive numérique du projet. Quelques-unes sont reproduites dans ce chapitre.

Le mode distribution linéaire donne la meilleure lecture des variations relatives des paramètres géophysiques calculés, alors que l'utilisation de distributions égalisées et de l'ombrage permet une lecture de nuances plus discrètes dans le signal comme celles révélant des détails structuraux. L'utilisation interactive des différents modes de représentation permet de valoriser toute la richesse du signal magnétique.

- **Carte de l'anomalie du champ magnétique**

La première carte géophysique réalisée, la plus proche du champ magnétique terrestre mesuré, est la carte de l'anomalie résiduelle du champ magnétique (en nT, nano Tesla). Elle est donnée en figure 9.

Les anomalies magnétiques révèlent les perturbations du champ magnétique terrestre « normal » sous l'influence des variations géologiques locales. En effet le champ magnétique normal, appréhendé par les modèles d'IGRF, a été soustrait à ce stade. L'effet de la géologie sur le signal magnétique est relié à une propriété physique des minéraux : leur susceptibilité magnétique. La présence de petites quantités de minéraux à forte susceptibilité magnétique dans des formations géologiques exposées au champ magnétique terrestre, induit une augmentation locale de l'intensité du champ magnétique qui se traduit sur la carte géophysique par une anomalie magnétique positive. De nombreux minéraux avec oxydes de fer présents dans les roches volcaniques ont de fortes susceptibilités magnétiques. Ainsi les variations de composition minérale accompagnant les changements ou les hétérogénéités lithologiques peuvent donner des réponses magnétiques contrastées. Ces contrastes sont souvent particulièrement intenses en domaine volcanique, Mayotte apparaît conforme à la règle générale.

La gamme d'amplitude des anomalies du champ magnétique sur Mayotte est étendue d'environ -1700 à +3400 nT (1/10 de l'intensité du champ total), dans une enveloppe globale de +/- 1000nT, la moyenne des variations mises en évidence étant en général de +/- 300nT.

Il faut souligner une propriété importante du champ magnétique : son effet décroît avec la distance à la source, mais sa portée est pluri-kilométrique. Ainsi la profondeur d'investigation s'étend jusqu'à la profondeur où les roches atteignent 550-580 °C, température de Curie à laquelle le magnétisme des minéraux est annihilé. Bien que la plus grande part du signal infra-crustal soit ôtée avec l'IGRF, toutes les gammes de profondeur sont présentes dans le signal. Les effets profonds sont toutefois atténués et de grande longueur d'onde, alors que les effets superficiels sont circonscrits et de forte intensité.

Néanmoins, la lecture de la carte d'anomalie magnétique reste complexe, du fait de l'orientation du champ magnétique terrestre (44° vers le haut à Mayotte) car la réponse à l'induction magnétique d'un corps isotrope simple est bi-polaire (voir figure 10).

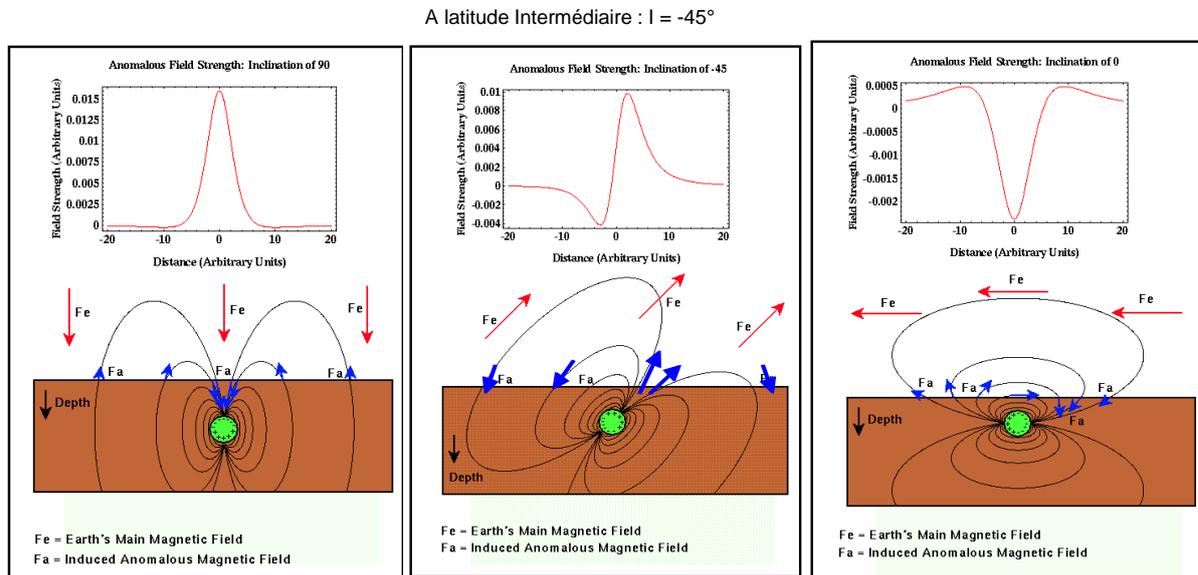


Figure 10 - Influence de l'inclinaison magnétique sur les réponses magnétiques enregistrées à différentes latitudes – cas d'aimantation induite pure (pas de rémanence).

e. Calcul des transformées du Champ Magnétique : production de cartes dérivées

Les traitements géophysiques appliqués à l'anomalie du champ magnétique sont réalisés en grille 2D, essentiellement par l'utilisation de filtres numériques dans le domaine de Fourier (FFT).

- **Carte de l'anomalie du champ magnétique réduite au pôle**

L'approche classique pour remédier à l'effet de l'inclinaison (et déclinaison) magnétique est d'appliquer au signal un opérateur de réduction au pôle visant avec une rotation théorique du champ, à se placer dans la situation où le vecteur magnétique est vertical, comme au pôle magnétique. Cette transformation recentre les anomalies magnétiques au-dessus des objets à aimantation induite qui en sont à l'origine et donne des réponses essentiellement uni-polaire positives. L'interférence des réponses des objets proches s'en trouve également minimisée ; l'opérateur de réduction au pôle est un opérateur focalisant. La carte de l'anomalie réduite au pôle est fournie en figure 11 ; elle est également incluse dans la carte géologique.

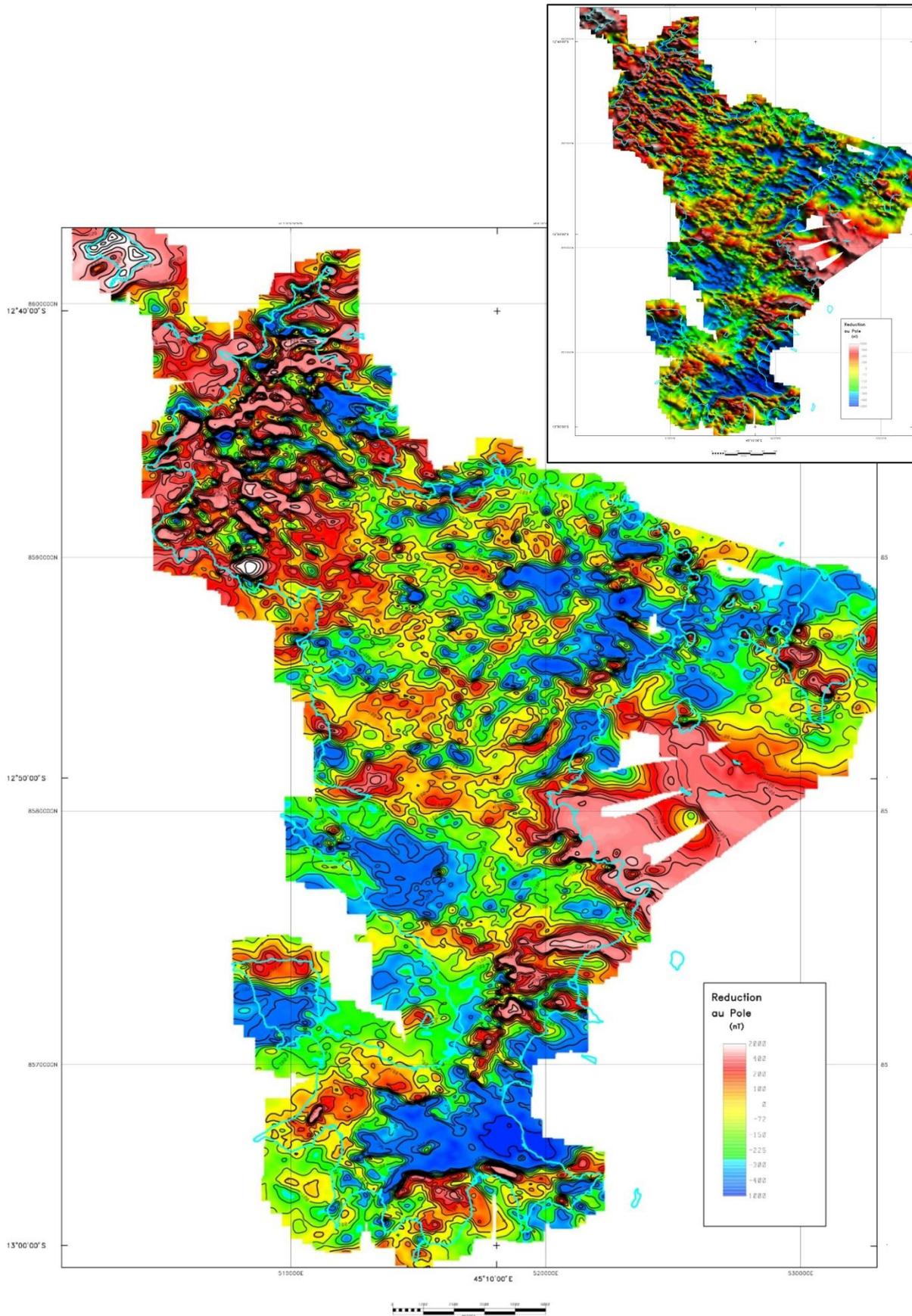


Figure 11 - Carte de l'anomalie magnétique réduite au pôle, en iso-contours de l'intensité du champ magnétique (nano Tesla - nT), présentation ombrée en insert.

Les paramètres utilisés pour le calcul sont ceux du modèle IGRF définitif (DGRF) extraits pour la date du lever (1/11/2010) :

- inclinaison magnétique = $-44^{\circ} 34'$
- déclinaison magnétique = $-8^{\circ} 06'$
- intensité du champ = 33797 nT).

La carte obtenue est effectivement beaucoup plus lisible que celle de l'anomalie du champ total, avec des plages positives délimitant probablement beaucoup plus fidèlement l'extension de corps géologiques à forte aimantation. Toutefois subsiste de nombreuses occurrences fortement négatives qui témoignent d'un autre phénomène : l'aimantation rémanente.

Très fréquent en contexte volcanique le phénomène de rémanence est probablement prépondérant à Mayotte (thermorémanence, laves riches en magnétite ...).

En effet certains minéraux, comme la magnétite, présents dans les roches volcaniques se comportent comme des aimants permanents ayant leur orientation propre, indépendamment du champ magnétique terrestre actuel. Cette aimantation acquise au cours de l'histoire géologique, essentiellement lors du refroidissement des laves en contexte volcanique, fossilise la direction du champ magnétique qui régnait au moment de leur mise en place. Selon la paléo-direction du champ, ce phénomène peut conduire à des anomalies dont la polarité est mal corrigée par l'opération de réduction au pôle et qui demeurent donc bi-polaire après le traitement. Pour s'en affranchir il convient d'utiliser des paramètres d'aimantation rémanente (intensité direction) mesurés sur échantillons orientés.

Toutefois le contexte mahorais présente une particularité qui va en première approche faciliter grandement l'interprétation du magnétisme, sans recours à ces mesures d'aimantation sur échantillon.

Les laves datées sur les Comores prouvent que le volcanisme de ces îles est récent (voir chapitre Chronologie de l'activité volcanique).

Les reconstitutions actuelles des mouvements de plaques (voir figure 12) montrent que l'ensemble Madagascar-Afrique ne subit plus de dérive importante dans la période récente, sinon une migration globale vers le nord dont la vitesse diminue rapidement.

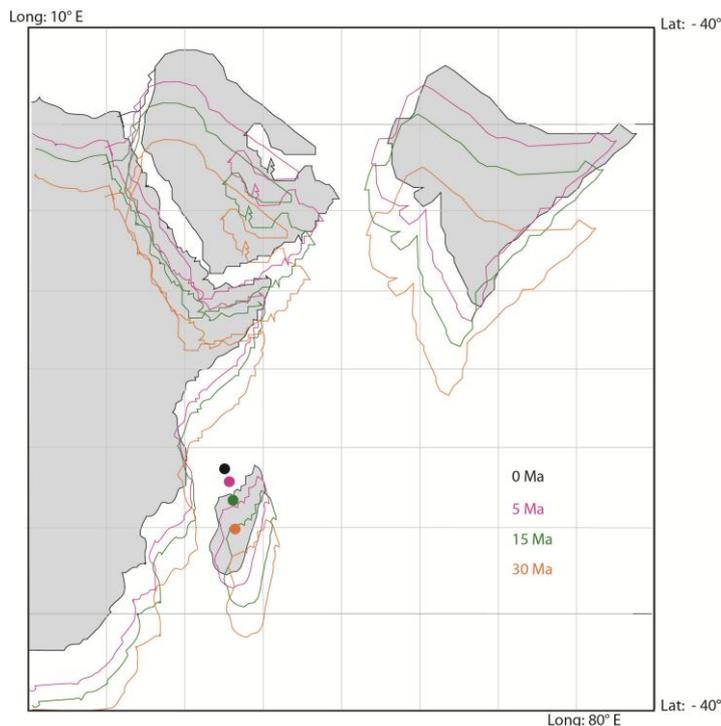


Figure 12 - Migration de la plaque somalienne durant le période récente (-30 Ma à actuel) (Cogné, 2003). Mayotte est représentée par le point de couleur.

Dans toute la période d'activité volcanique on peut donc raisonnablement considérer que la direction du champ magnétique terrestre à Mayotte est stable et par conséquent que l'orientation de l'aimantation rémanente acquise par les laves au cours de leur mise en place successive est globalement colinéaire à sa direction actuelle.

Bien sûr durant cette période plusieurs inversions du champ magnétique sont intervenues et l'on se retrouve avec des laves ayant une aimantation rémanente normale (dans la direction magnétique actuelle) ou inverse. L'opérateur de réduction au pôle dans cette situation n'est pas excessivement perturbé. Selon l'âge de mise en place des laves, la rémanence « normale » augmente l'effet d'induction magnétique et se traduit après réduction au pôle par une réponse de forte amplitude positive. Inversement les laves de rémanence « inverse » auront pour effet de diminuer fortement l'intensité magnétique.

Hors influences géométriques 3D complexes ou basculement de blocs une approche paléomagnétique semble pouvoir être mise en place assez facilement à Mayotte pour la datation des massifs volcaniques et des coulées avec l'appui de la carte magnétique. L'analyse volcano-structurale proposée au chapitre « Chronologie de l'activité volcanique » s'appuie sur ce raisonnement.

Le déséquilibre de contraste observé sur l'intensité des anomalies positives et négatives ne paraît pas être attribuable à un changement de chimie des laves (augmentation de la concentration en minéraux magnétiques, en magnétite par exemple) mais semble pouvoir s'expliquer par la prédominance de la rémanence dont l'effet s'il est augmenté par la part induite du signal en situation normale, est diminué en polarité inverse.

- **Carte des gradients**

Les calculs de dérivation de premier ordre du signal magnétique sont des traitements classiques des données de géophysiques de champ de potentiel.

Appliqués selon la direction verticale, cet opérateur permet de contraster les anomalies magnétiques et de privilégier les structures superficielles. La bi-polarité intrinsèque du signal magnétique est exacerbée par la dérivation, ce qui peut rendre la carte de lecture compliquée. Il est intéressant d'observer que la texture du gradient, renseigne sur la plus ou moins grande homogénéité magnétique des formations. Enfin, plus les contrastes d'aimantation sont élevés plus les valeurs de gradient sont extrêmes.

Dans la direction horizontale la dérivation renforce l'expression magnétique des contacts de compartiments de propriétés magnétiques contrastées, facilitant ainsi la lecture de discontinuités magnétiques. Les maxima de gradient soulignent des contacts pouvant correspondre à des limites de massif géologique ou à des fractures. Les dykes répondent souvent assez favorablement à ces traitements.

Gradients horizontal et vertical ont été calculés et sont fournis parmi les cartes numériques. Ils sont exprimés en nT/m. Les filtres de dérivation ont été appliqué avec réduction au pôle.

Le gradient vertical est reproduit en figure 13.

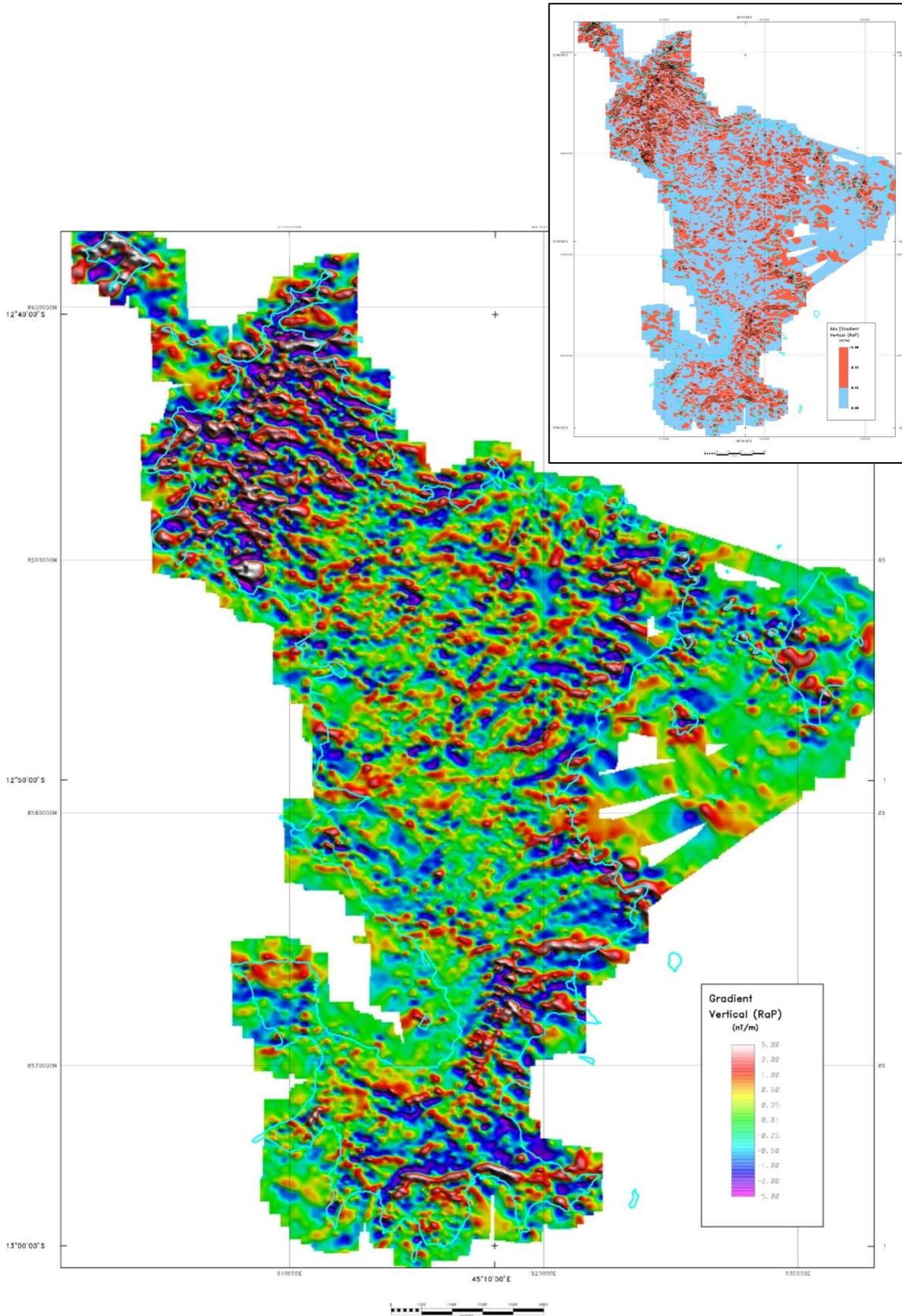


Figure 13 - Carte ombrée du gradient magnétique vertical (nT/m), en insert présentation seuillée de sa valeur absolue (plages de gradient intense en rouge).

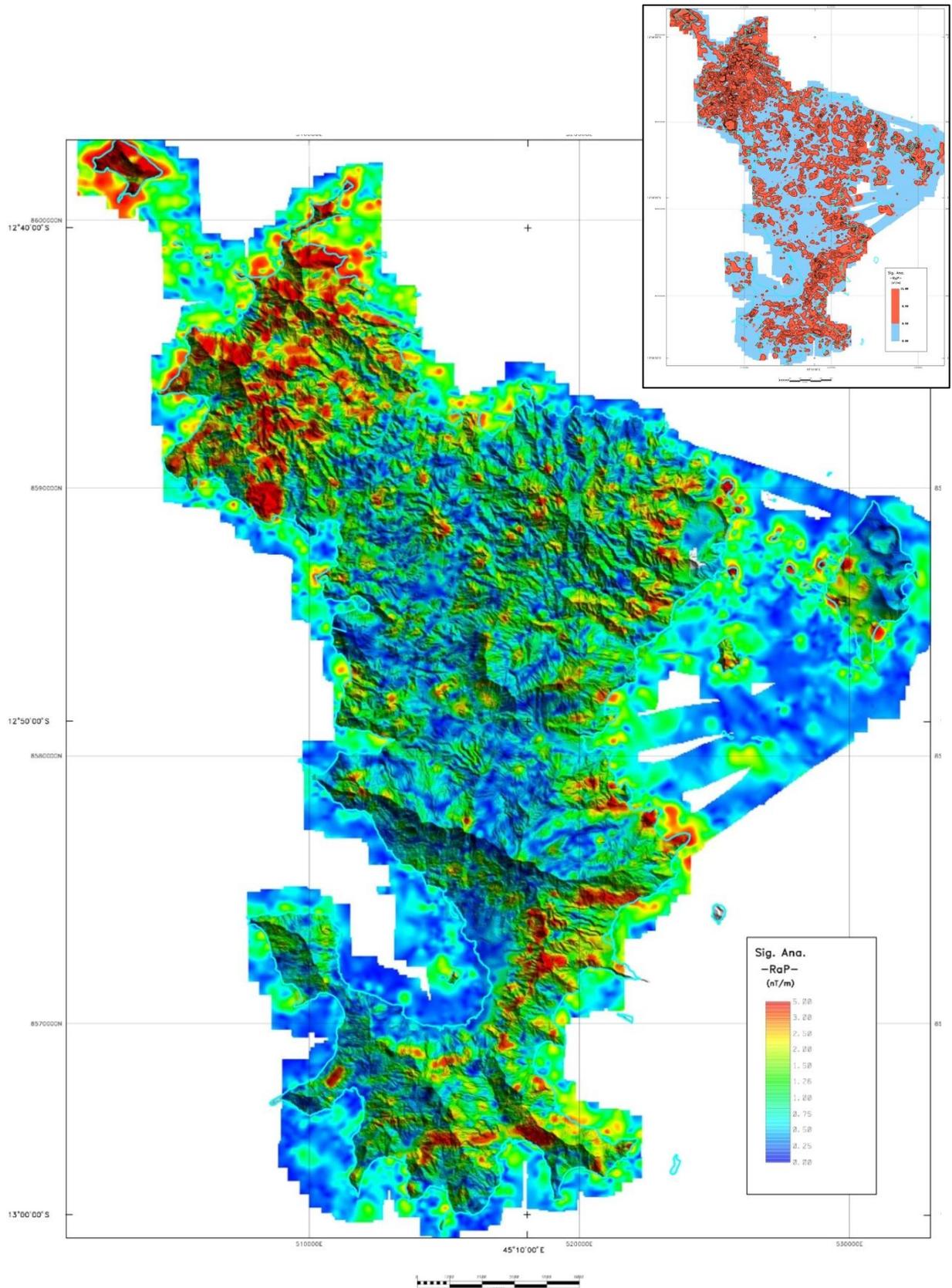


Figure 14 - Carte du signal analytique (nT/m) drapé sur relief topographique, présentation seuillée en insert (les plages de forte aimantation apparaissent en rouge).

- **Carte du signal analytique**

L'opérateur de signal analytique permet de calculer le module du gradient total, il ne privilégie aucune direction du signal magnétique. Il est démontré que la réponse en signal analytique est quasi-indépendante des directions d'aimantation et de la latitude magnétique du lieu.

Le signal analytique produit des résultats similaires quel que soit le type d'aimantation induite ou rémanente. Ainsi cette transformation est très utile pour estimer les caractéristiques de la source sans nécessiter de connaissance préalable sur la direction de l'aimantation des roches.

Dans les cas de massifs de forme géométrique simple ayant des propriétés magnétiques bien contrastées, le signal analytique montre des maxima locaux situés à l'aplomb des arrêtes supérieures des corps magnétiques.

L'intensité du signal analytique reflète l'intensité de l'aimantation modulée par l'éloignement de la source. L'enveloppe de la réponse fournit un outil excellent pour délimiter l'extension des massifs magnétiques.

La carte de signal analytique obtenue pour Mayotte est reproduite en figure 14.

Les massifs formant les reliefs du nord-ouest de l'île ressortent nettement avec un signal analytique fort ($> 0,8$ nT/m). Les intrusions de phonolite sont particulièrement bien individualisées. Sur la côte Est de l'île, les cônes de scories réputés riches en magnétite, sont également parfaitement mis en évidence.

- **Carte de susceptibilité magnétique équivalente**

Pour une meilleure compréhension de la sub-surface, un opérateur d'estimation de la susceptibilité magnétique a été appliqué au signal magnétique réduit au pôle. Cette transformation comprend un filtre passe haut (identique à un prolongement vers le bas) et inverse le signal magnétique en susceptibilité équivalente pour un espace constitué de prismes verticaux de section carrée.

Cette estimation présume d'une correction d'IGRF et d'une réduction au pôle parfaites. Elle repose également sur l'hypothèse simplificatrice que tout le signal magnétique s'explique par induction pure (pas de rémanence).

Dans le cas de Mayotte nous avons vu que la rémanence est prépondérante, mais sa direction est ici conforme au champ actuel. C'est pourquoi, (voir figure 15) la carte de susceptibilité magnétique obtenue montre des valeurs négatives importantes qui n'ont théoriquement pas de sens physique. Mais du fait de la rémanence, les susceptibilités apparentes positives marquent les massifs volcaniques à aimantation normale, les valeurs négatives marquent quant à elles les aimantations inverses.

Les paramètres utilisés ici (prolongement vers le bas de 70 m et prismes de 100 m) ont été choisis pour privilégier les réponses superficielles. Ainsi cette carte peut être lue plus facilement que les précédentes en regard des observations géologiques de terrain.

L'analyse volcano-structurale proposée au chapitre « Chronologie de l'activité volcanique » s'appuie sur l'utilisation de cette carte.

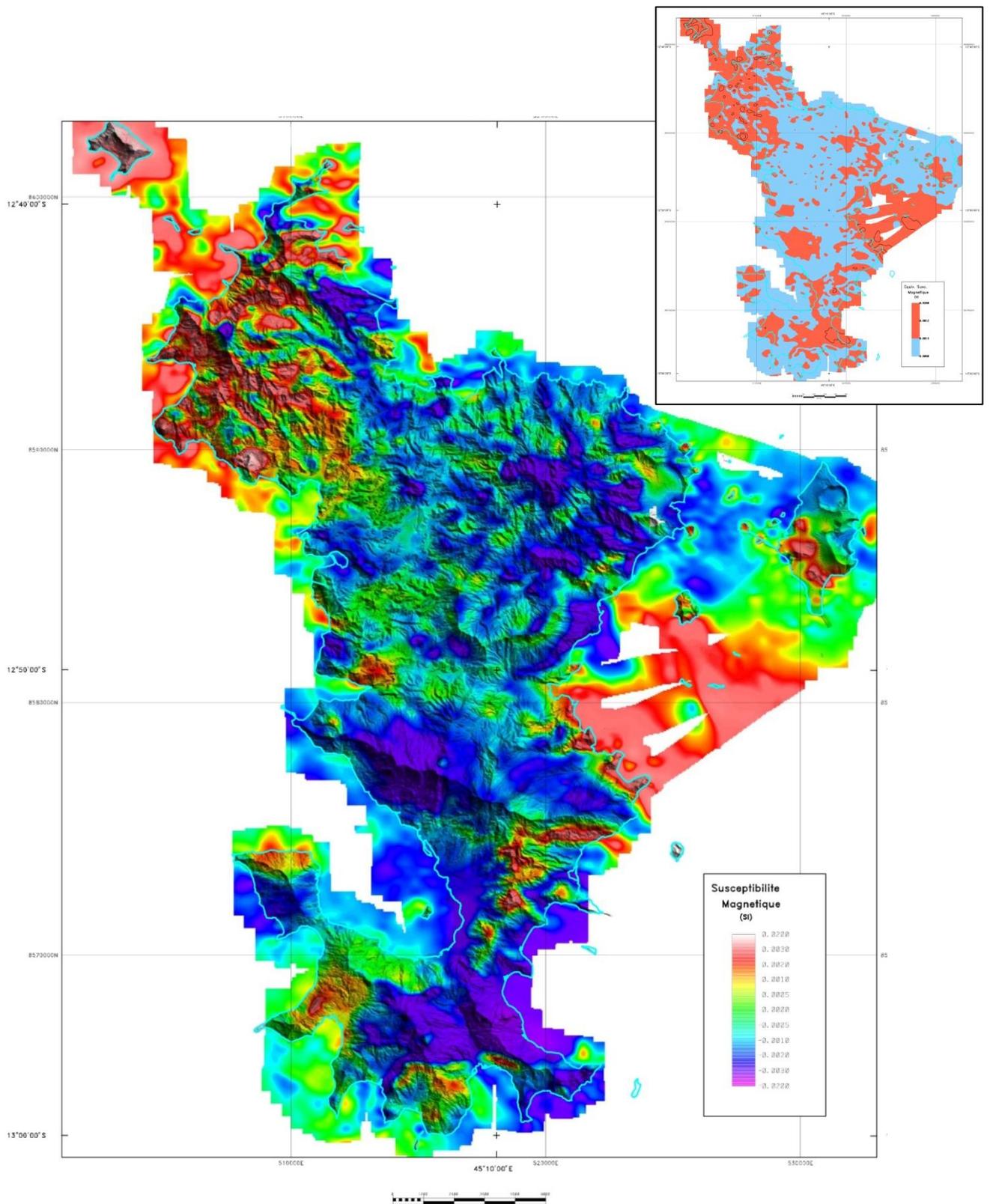


Figure 15 - Carte de susceptibilité magnétique équivalente (en SI) – voir texte-,
 drapée sur relief topographique.
 Les valeurs négatives indiquent la présence d'une aimantation rémanente inverse. En insert présentation
 seuillée de la valeur absolue de SMA (les zones à forte aimantation apparaissent en rouge).

f. Fusion avec les données magnétiques obtenues en mer

Une fusion de la carte magnétique GéoMayotte avec celle off-shore de la campagne Bathymay a été réalisée.

Les résolutions des deux levés ne sont pas comparables, le levé marin comporte seulement quelques profils distants (3 à 4 profils concentriques séparés d'environ 10 km et quelques radiants) à l'extérieur de la barrière de corail avec une bathymétrie qui croit très rapidement. La fusion est réalisée avec le signal d'anomalie magnétique réduite au pôle. Le rattachement des données est établi sans grande difficulté, grâce à la ligne de calibration enregistrée au large au nord-est de Petite Terre. L'homogénéisation du contenu fréquentiel des 2 levés est obtenue par application d'un filtrage passe-bas avec un filtre de prolongement vers le haut réglé à 1500m. La carte globale obtenue est présentée figure 16.

En dépit de lacunes de données au niveau du lagon, la continuité entre les deux levés est très bonne. La carte révèle les principales structures de l'édifice volcanique, avec une structuration E-NE – W-SW dominante. Trois anomalies magnétiques positives intenses encadrent Mayotte au large à l'ouest, au Nord-Nord-Ouest prolongeant les structures connues à terre et à l'Est juste au Sud de Petite Terre avec une structure magnétique qui s'étend sous le lagon jusque sur la côte Est de Grande Terre. Une quatrième occurrence de moindre importance apparaît au Sud de l'île. Une plage négative ferme le domaine au Sud-Est, avec le seul pôle négatif important de la zone.

L'épicentre du séisme ressenti le 9 septembre 2011 a été localisé au Nord-Est de Mayotte (lat 12.58 ; long 44.96° soit en UTM38 X = 495 655 Y=8 609 309), sur la carte magnétique il se situe sur le flanc Nord-Ouest de la structure magnétique Nord, où le signal magnétique montre un chapelet de perturbations négatives qui pourraient marquer la zone d'effondrement présumé de l'édifice volcanique.(séisme sur les failles normales de l'édifice).

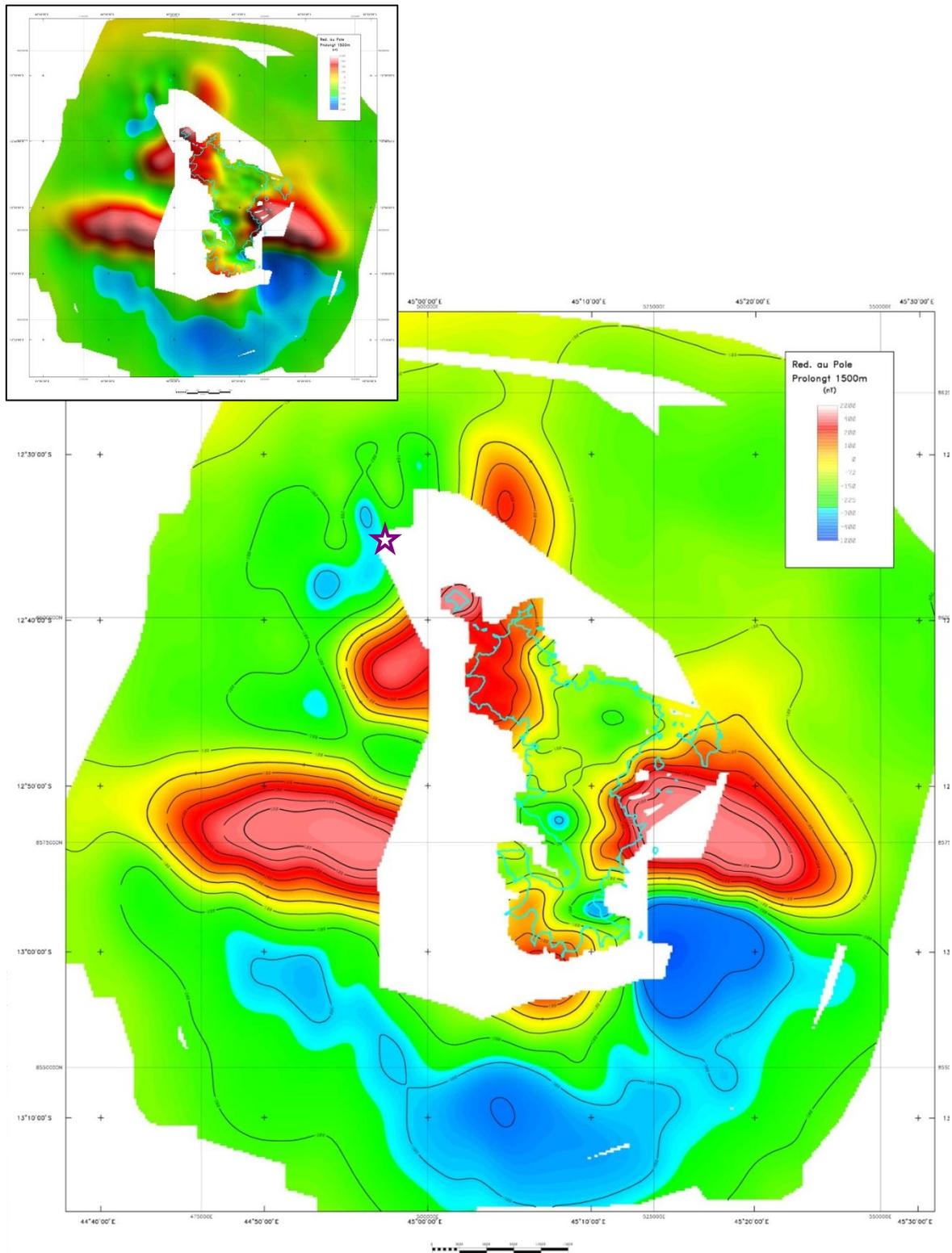


Figure 16 - Carte magnétique globale de Mayotte obtenue par fusion des campagnes hélicoptère GéoMayotte et marine BathyMay (anomalie magnétique réduite au pôle – voir texte) drapée sur relief topographique. L'étoile violette localise l'épicentre du séisme de septembre 2011. En insert présentation ombrée.

3.1.2. Données électromagnétiques

Dans le cadre de la mise à jour de la carte géologique de Mayotte une campagne de prospection géophysique hélicoptérée (TDEM : Time Domain Electro-Magnetic) a été réalisée en octobre 2010 par les équipes danoises de l'Université d'Aarhus et de la Société SkyTEM.

a. Principe / méthode

La méthode TDEM est une méthode géophysique permettant de sonder le sous-sol grâce à l'induction électromagnétique (Figure 17).

Cette induction est produite par la coupure brusque d'un champ magnétique statique établi en surface grâce à une boucle dans laquelle on a fait circuler un courant électrique (Figure 18a). La différence de flux crée une induction dans le sol, sous forme de boucle de courant qui crée à son tour un champ secondaire (Figure 18b) par une boucle réceptrice.

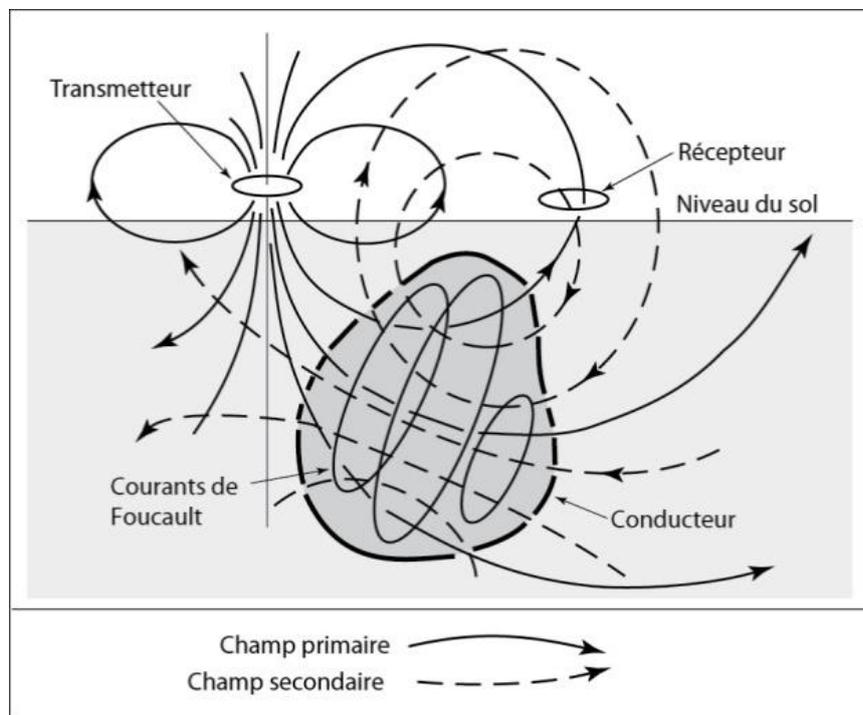


Figure 17 - Schéma du principe d'induction électromagnétique dans le sol (Chouteau & Giroux, 2005).

La courbe de décroissance du champ secondaire est inversée pour reconstituer la variation de la résistivité en fonction de la profondeur (Figure 18c). L'hypothèse prise lors de cette étape est celle d'un terrain stratifié horizontalement (situation 1D). Un modèle 2D et/ou 3D de résistivité peut être réalisé (Figure 18d) en interpolant entre les sondages TDEM.

Le modèle de résistivité est soumis à des règles d'équivalence et de suppression en fonction de la profondeur (analogue à celles connues pour l'électricité) ce qui fait qu'une inversion n'est jamais unique et réclame souvent une connaissance a priori sur la profondeur ou sur la résistivité des terrains qui peuvent être connus par une autre méthode (i.e. forage, diagraphe, ...).

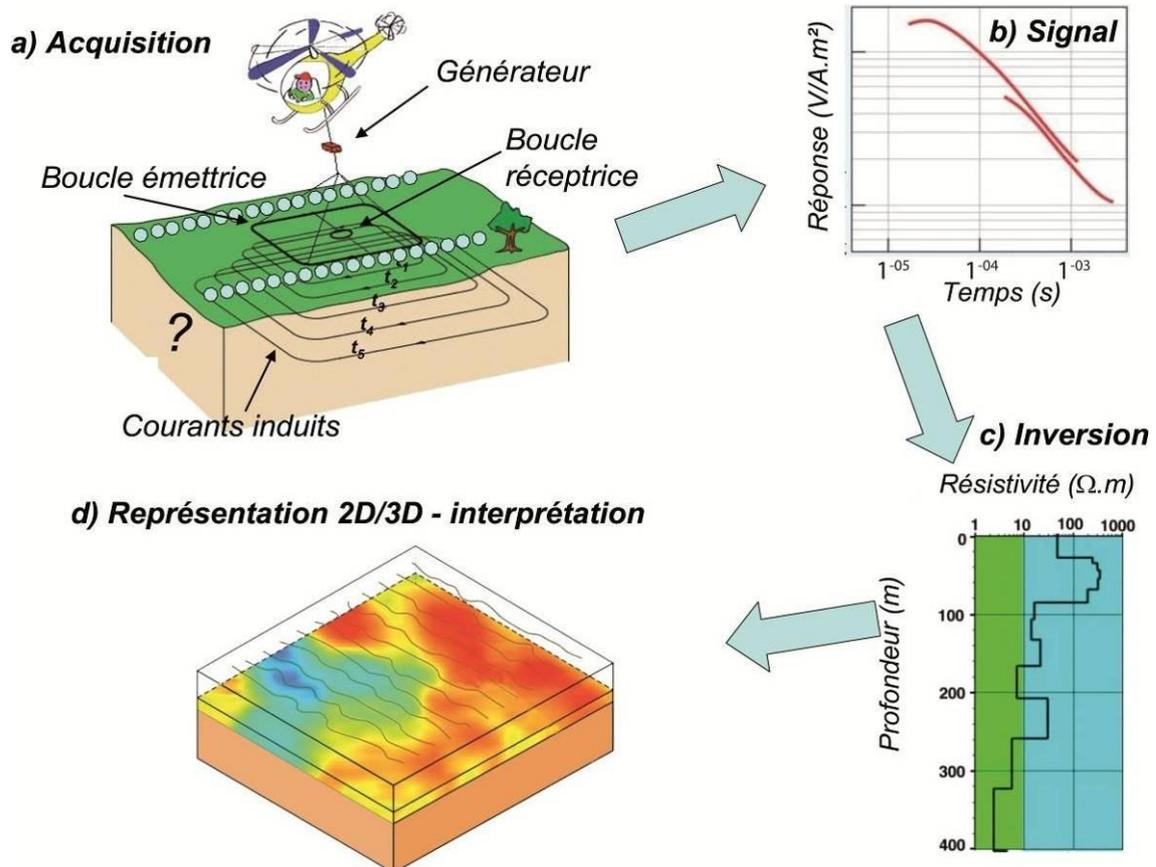


Figure 18 - Processus de traitement des sondages TDEM : a) acquisition des données, b) signal enregistré, c) inversion des données, d) représentation 3D de la résistivité du sous sol.

b. Spécifications de mesures

Les acquisitions géophysiques ont été réalisées sur les deux îles principales de Mayotte avec un espacement de base de 200 m et 400 m entre ligne de vol en fonction de l'intérêt de la zone (Figure 19), resserré à 100 m sur Petite Terre. Les zones urbaines n'ont pas été survolées.

Le plan de vol et la localisation des mesures ont été reportés dans le système géodésique UTM38S/WGS 84. Dans ce système, les lignes de vol ont une orientation Nord-Sud. La garde au sol, qui dépend de la topographie, est continuellement mesurée par les altimètres laser ; elle varie de 30 à 50 m pour les zones non forestières et augmente, pour des raisons de sécurité, lorsque l'hélicoptère passe au-dessus d'arbres. Enfin, la vitesse de vol varie de 45 à 90 km/h pour l'ensemble de l'acquisition. Environ 3000 km de lignes de vol ont été réalisées (Figure 19).

Les données TDEM ont été acquises avec le système SkyTEM qui est développé depuis 2002 par HydroGeophysics Group (Department of Earth Sciences, Aarhus University, Danemark) et commercialisé par l'entreprise SkyTEM.

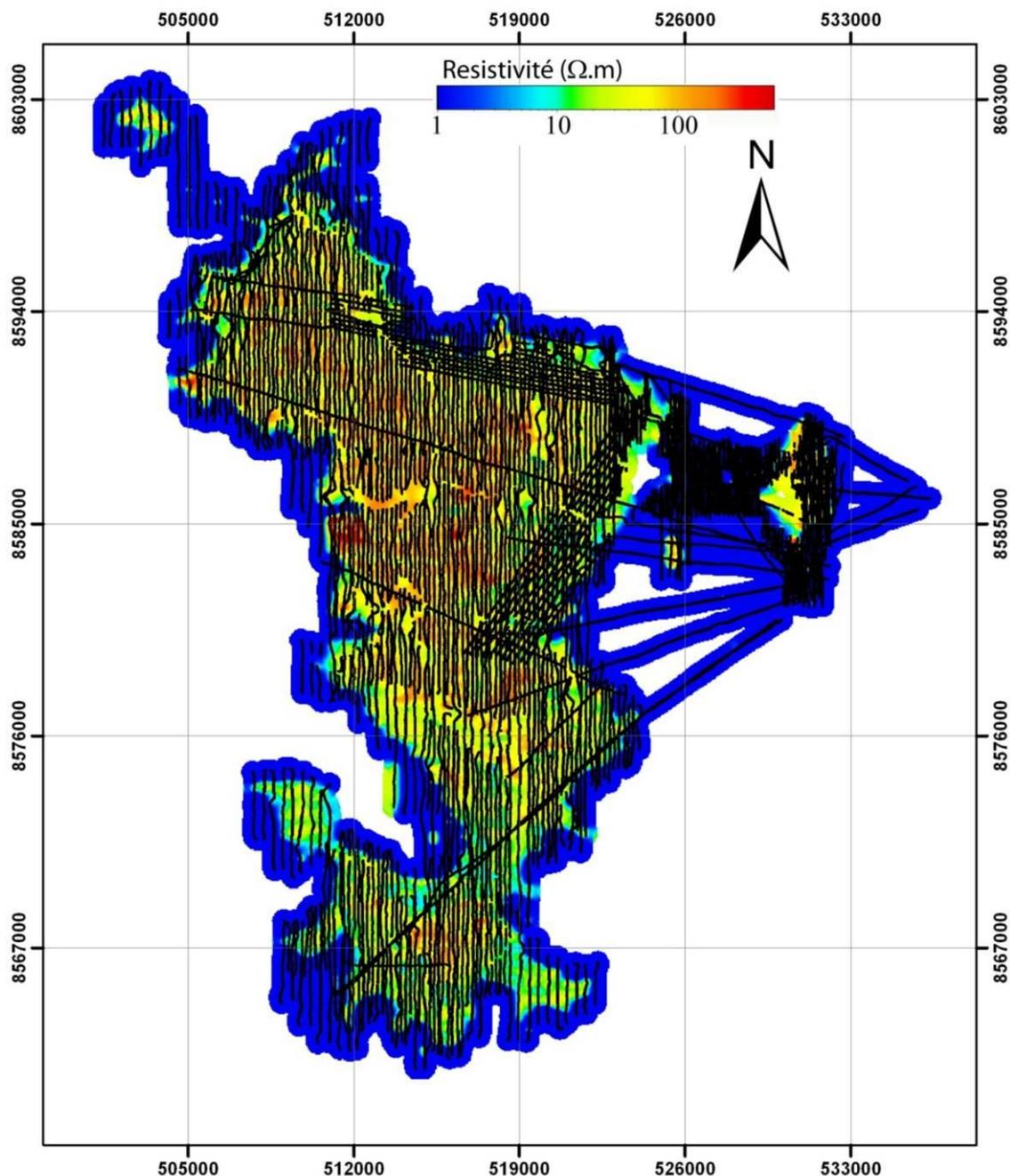


Figure 19 - Lignes de vol (traits noirs) sur l'île de Mayotte tracées sur la carte de résistivité pour la profondeur 0-5m.

La configuration de mesure de l'équipement est de type double moment : un moment fort (HM) composé de quatre tours de boucle TX et un super moment faible (SLM) composé d'un tour de boucle TX. Les paramètres des deux moments sont fournis dans le rapport d'acquisition (Auken et al., 2011).

L'avantage du système double moment est de pouvoir mesurer des fenêtres temporelles aux temps courts lors de la configuration SLM pour obtenir une meilleure résolution en subsurface, tout en ayant avec le moment fort une puissance suffisante pour assurer une grande profondeur de pénétration.

Le courant injecté dans la boucle émettrice est très affecté par la température. En dépit de la stabilisation en température de l'émetteur par un système de refroidissement à l'eau, selon les conditions climatiques rencontrées lors de l'acquisition, le courant a varié légèrement autour de 112 A pour le moment fort et de 11 A pour le super moment faible. En effet le courant fourni diminue légèrement quand la température du système augmente et l'efficacité du refroidissement n'est optimale qu'en vol à vitesse stabilisée et peut varier avec le vent. On observe en début de vol qu'il faut approximativement 5 à 10 minutes pour stabiliser la température. De plus, le système est mieux refroidi lorsque la direction du vent est opposée à la direction de vol.

L'émetteur fonctionne en série de 64 impulsions unitaires de 20 ms pour le moment fort et 160 impulsions unitaires de 2,5 ms pour le super moment faible. Le cycle d'émission complet est constitué d'alternance de ces séries de moment faible et fort répétées 9 fois et suivi par un cycle de bruit (lui-même constitué de 32 séquences de base de 20 ms). La longueur du cycle complet est donc la suivante :

$$9*(HM+SLM) + 1*Bruit = 9(64*20 \text{ ms} + 160*2,5 \text{ ms}) + 32*20 \text{ ms} = 15,76 \text{ s}$$

Le signal mesuré par le système SkyTEM est la dérivée temporelle de la composante magnétique (dB/dt) du champ secondaire induit par le sol ; elle est nommée courbe de décroissance. Avec la configuration choisie, il résulte deux courbes de décroissance, une pour chaque moment (Figure 20) ; tenir compte de la configuration des deux systèmes permet d'inverser conjointement les deux courbes de décroissance, ce qui améliore la résolution en subsurface grâce au moment faible et permet d'avoir une profondeur d'investigation plus importante grâce au moment fort. La Figure 20b présente la courbe de décroissance dB/dt complète ; elle est obtenue en normalisant les courbes des deux moments par l'intensité du courant injecté dans la boucle d'émission.

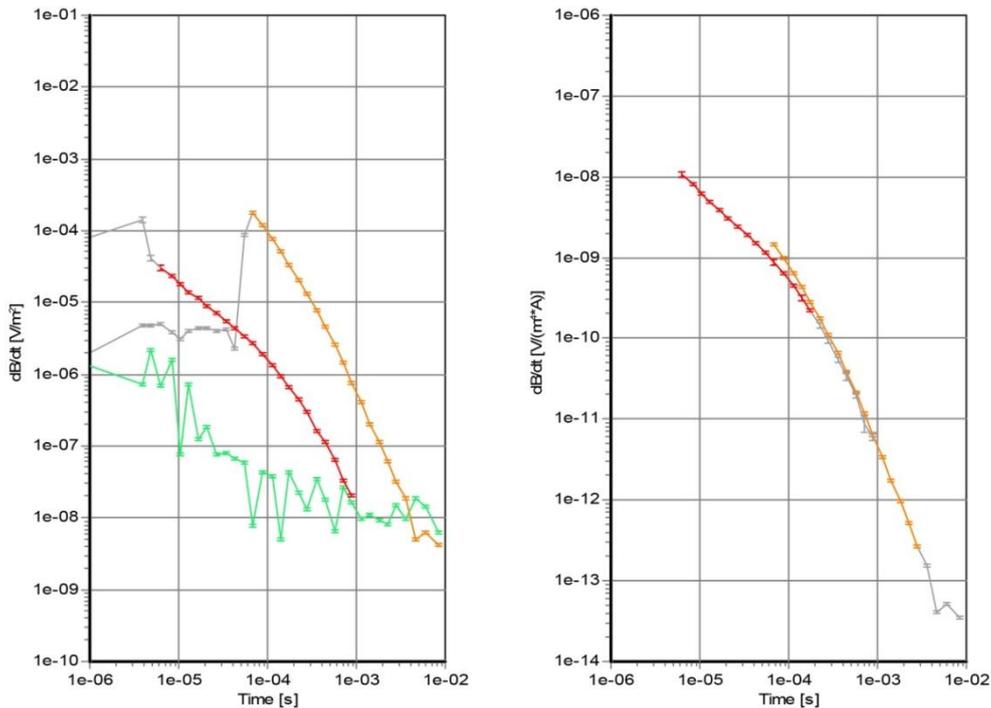


Figure 20 - Signal résultant des mesures TDEM après le traitement automatique des données (en gris les données supprimées par les filtres).
 a) la courbe de décroissance dB/dt pour le moment super faible (en rouge), pour le moment fort (en orange) et pour le bruit (en vert),
 b) la courbe de décroissance dB/dt normalisée par l'intensité de courant injecté dans la boucle d'émission.

c. Spécifications des traitements

Le traitement des données TDEM a été réalisé par HydroGeophysics Group à l'aide du logiciel Aarhus Workbench. Les paramètres et résultats sont les sujets du rapport « SkyTEM Survey Mayotte 2010. Report number 2010-10-01, July 2011 ».

Le traitement des données SkyTEM se réalise en plusieurs étapes qui sont :

- le traitement des données GPS, d'altitude et d'orientation de la boucle ;
- le traitement automatique des données dB/dt ;
- l'édition manuelle des données dB/dt.

- **Traitement des données GPS, d'altitude et d'orientation de la boucle**

Dans une première étape, les positions x et y acquises par le GPS sont ajustées séparément par un polynôme d'ordre et de longueur temporel ajustable. Lors de ce traitement, on peut sélectionner un ou plusieurs GPS.

Les données d'orientation de la boucle, c'est-à-dire le tangage (angle x) et roulis (angle y), sont calculées dans une deuxième étape. Les données sont filtrées par un filtre médian pour

éliminer les valeurs aberrantes. Ces données sont ensuite utilisées pour corriger les données de garde au sol.

Les données de garde au sol sont traitées lors de la troisième étape. L'altimètre laser enregistre non seulement la réflexion du sol, mais aussi d'autres réflexions généralement dues au couvert végétal ; ces distances mesurées par l'altimètre sont inférieures à la distance au sol. Pour déterminer la garde au sol, un algorithme permet de filtrer les données automatiquement : un ajustement polynomial est appliqué aux données et les données inférieures de quelques mètres de ce polynôme sont supprimées. Ce filtre est appliqué plusieurs fois sur les données résiduelles.

Ensuite, avec une correction manuelle, les réflexions dues au couvert végétal qui subsistent sont éliminées pour qu'il ne reste plus que les données réelles d'altitude. La Figure 21 présente les données d'altitude brutes et la courbe d'altitude obtenue suite aux traitements automatique et manuel de ces données.

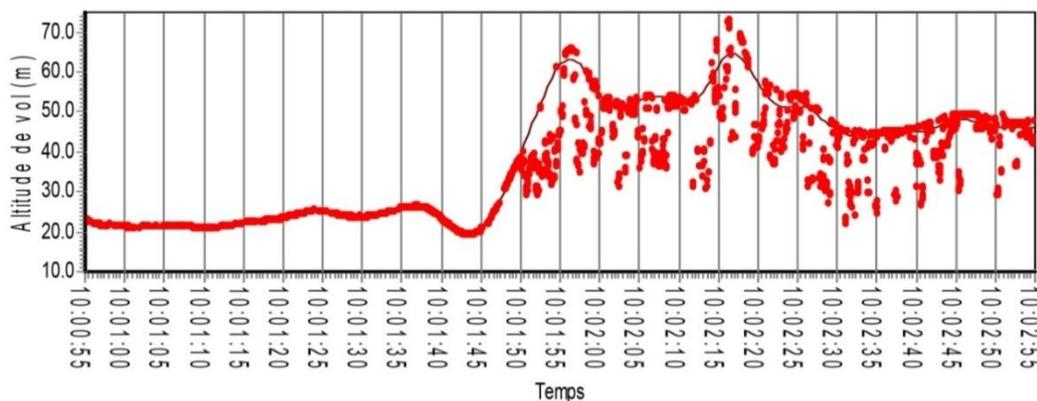


Figure 21 - Données d'altitude mesurées (points) et corrigées (courbe). Cette fenêtre de temps correspond à environ 2 km de ligne de vol. À partir de 10:01:50, l'altitude de vol augmente et les données mesurées traduisent le passage d'une zone non forestière à une zone forestière.

- **Traitement automatique des données dB/dt**

Les données TDEM – la courbe de décroissance de la composante magnétique du champ secondaire induit par le sol – sont traitées à leur tour.

Le but du traitement est d'isoler la réponse électromagnétique du sol du bruit, soit de supprimer tout signal associé au bruit dans les données.

Différents types de bruits s'ajoutent au signal TDEM du sol, ils peuvent être naturels ou anthropiques.

Comme bruit naturel, les décharges, appelées « spherics », provenant de l'activité orageuse et guidées par la cavité terre-ionosphère (cf. résonances de Schumann), peuvent induire des pics au niveau des décroissances ; les « spherics » ne durent pas plus d'une milliseconde.

Pour ce qui est des bruits anthropiques, Szarka (1988) propose une liste des différentes sources de bruit. Ainsi, ces derniers peuvent venir d'émetteurs de modulation d'amplitude (AM > 1kHz) ou de très basse fréquence (VLF, 3 à 30 kHz). Cependant, pour une acquisition en

milieu anthropisé, d'autres bruits plus problématiques viennent s'ajouter. Ainsi, le récepteur mesure également le mode fondamental (50Hz en France) et les harmoniques du réseau de distribution d'électricité. De plus, des bruits de couplages galvaniques et capacitifs avec les différentes installations humaines présentes sur la zone sont observés (Sørensen & al., 2000 ; Danielsen & al., 2003). Le couplage capacitif est dû à un objet enterré dans le sol, comme par exemple un tuyau de canalisation ; cela génère des oscillations dans les temps long (en fin de courbe de décroissance). Le couplage galvanique est dû à des installations anthropiques en surface, comme une ligne électrique, qui créent une boucle secondaire apparaissant sur la courbe de décroissance comme un changement de pente.

Le mode 50 Hz et ses harmoniques sont filtrés lors de l'acquisition des données TDEM.

Le filtrage des données TDEM est réalisé de la façon suivante :

- Cap Filter, qui supprime les temps courts, soit le début de la courbe, et supprime les valeurs d'amplitude inférieures à celle de la courbe de bruit modélisée ;
- Slope Filter, supprime les oscillations en fonction de deux pentes acceptables encadrant les signaux ;
- Sign Filter, supprime les signaux négatifs ;
- Trapez Filter, moyenne les données suivant les paramètres trapèze choisis pour créer des sondages TDEM.

Les paramètres des filtres utilisés pour le traitement des données TDEM sont donnés dans le rapport d'acquisition (Auken et al., 2011).

- **Édition manuelle des données dB/dt**

Comme pour le traitement des données d'altitude, après ces filtres automatiques, une correction manuelle est réalisée pour supprimer les données de bruit restantes. Chaque courbe de décroissance est représentée comme dans la Figure 20 et les données présentant les caractéristiques de bruit (oscillations, boucle secondaire) sont supprimées.

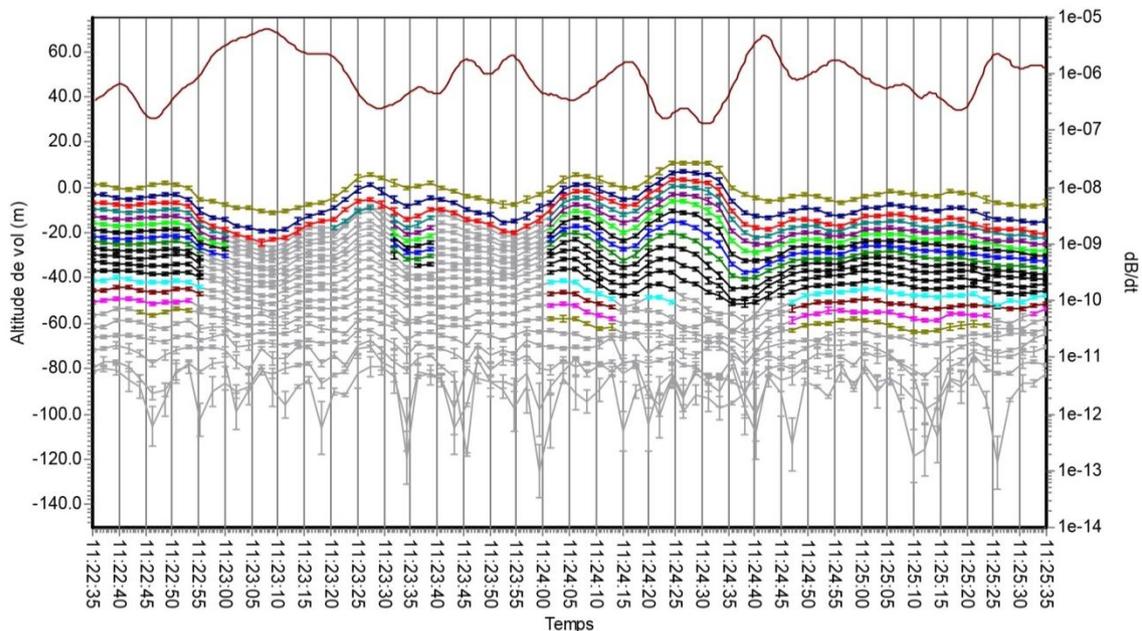


Figure 22 - Signal TDEM pour le moment faible sur une portion de 3,5 km de ligne de vol et altitude de vol (courbe marron supérieure).

La courbe verte représente les premières valeurs du signal utilisable du moment faible, la courbe bleue représente les deuxièmes valeurs, etc. Les points gris sont les valeurs supprimées automatiquement ou manuellement car un couplage est observé sur la courbe de décroissance.

De 11:23:00 à 11:24:00, les couplages sont corrélés avec le survol d'une zone urbaine

L'analyse des attributs (variation du champ magnétique) des signaux du champ électromagnétique secondaire permet d'approcher les propriétés physiques du système étudié, notamment la résistivité, par une analyse dite inverse.

Dans le cas des données TDEM l'opération d'inversion consiste à calculer un profil de résistivité à partir de la courbe de décroissance du champ électromagnétique secondaire mesuré. Comme le traitement des données, elle est réalisée avec le logiciel Workbench.

La solution calculée dépend du modèle de départ. Il est possible d'adapter ce dernier en choisissant le nombre de couche (de 3 à 20) à prendre en compte lors de l'inversion, les valeurs de résistivités du modèle de départ et les contraintes de variations des différentes couches (à la fois la résistivité et l'épaisseur).

Chaque inversion est donc caractérisée par son modèle de départ. Deux modèles d'inversions ont été restitués, un modèle à vingt couches (« smooth ») et un modèle d'inversion à cinq couches (« layered »).

- **Inversion et interpolation des données TDEM**

Inversion avec un modèle à vingt couches

Pour le modèle à vingt couches, l'épaisseur est fixée et elle augmente de façon logarithmique avec la profondeur tandis que la résistivité peut varier.

Pour l'inversion, des facteurs de contraintes entre les couches (sur la valeur de résistivité), appelées contraintes verticales sont fixées afin que chaque sondage TDEM soit inversé en 1D. Des contraintes latérales entre les sondages sont ajoutées de manière à réaliser une inversion spatialement contrainte (SCI, Viezzoli et al, 2009) ; ainsi les sondages sont inversés en tenant compte des résultats d'inversion des sondages avoisinant compris dans un rayon d'influence déterminé.

L'inversion porte ensuite uniquement sur la valeur de résistivité de chaque couche, qui est calculée à partir de la courbe de décroissance dB/dt mesurée.

Inversion avec un modèle à cinq couches

L'inversion à cinq couches permet de faire varier à la fois l'épaisseur et la résistivité de chaque couche.

Les facteurs de contraintes verticales et horizontales sont imposés de manière à réaliser une inversion spatialement contrainte. Les contraintes verticale portent à la fois sur la valeur de résistivité associée à chaque couche mais aussi sur l'épaisseur des couches. Il en est de même pour les contraintes latérales.

L'inversion porte ensuite à la fois sur la valeur de résistivité et sur l'épaisseur de chaque couche, qui sont calculées à partir de la courbe de décroissance dB/dt mesurée.

Comparaison des deux types d'inversion

La Figure 23 montre que les profils de résistivité résultant de l'inversion avec un modèle à cinq couches ne sont pas identiques à ceux obtenu par une inversion avec un modèle à vingt couches.

Le résultat d'une inversion avec un modèle à vingt couches (en vert dans la Figure 23) a un aspect plus lissé, avec des variations de résistivité progressives, alors que le résultat d'une inversion à cinq couches présente des variations brutales de résistivité.

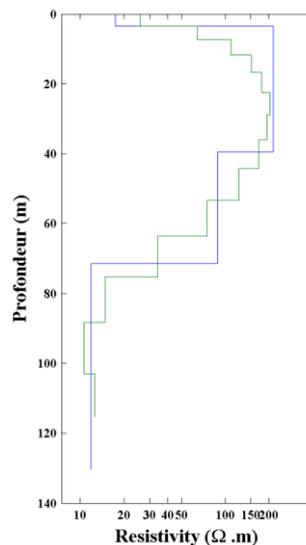


Figure 23 - Profils de résistivité résultant de l'inversion avec un modèle à vingt couches (en vert) et avec un modèle à cinq couches (en bleu).

Cependant, ces deux modèles portent globalement la même information ; par exemple, dans la Figure 23, les deux modèles mettent en évidence une couche conductrice de 5 m, puis une couche plus résistive de 25 m, une couche intermédiaire de 30 m et à nouveau une couche conductrice.

Le choix du modèle d'inversion peut donc s'avérer déterminant par la suite, suivant ce qui est étudié et quelle est l'échelle de l'étude entreprise.

En effet, si les couches géologiques ont des résistivités homogènes, c'est-à-dire qu'elles possèdent la même résistivité sur toute leur épaisseur, le modèle à cinq couches est le choix le plus cohérent (type contact). À l'inverse, si la résistivité dans une même couche est très variable, le modèle à vingt couches est alors le plus approprié (type profil d'altération).

d. Interpolation

Les données inversées se présentent sous la forme de sondages ponctuels. L'interpolation permet de représenter en 3D ces données calculées en 1D. L'interpolation est faite par krigeage. L'espace est discrétisé en couches de 10 m d'épaisseur chacune, de la surface – celle du MNT – jusqu'à 250 m, soient 25 couches ; chaque couche est ensuite divisée en cellules de 50 m de côté, soient 616 902 cellules par couche ; ces cellules sont caractérisées par une valeur de résistivité calculée par krigeage, à partir des données de sondage TDEM inversées.

e. Apport des données électromagnétiques

Les données électromagnétiques obtenues fournissent une information sur l'architecture géologique de l'île, jusqu'à une profondeur d'environ 200 m, et ont été utilisées pour la cartographie. Ces données très précieuses pour le développement de l'île, sont d'ores et déjà utilisées pour la recherche en eau souterraine, la localisation du biseau salé, la gestion des risques naturels, la recherche de matériaux et l'aménagement du territoire.

Cartographie géologique

La carte géologique s'appuie largement sur les résultats des données électromagnétiques, notamment dans les zones inaccessibles où les résultats de la cartographie électrique font apparaître des anomalies ou des singularités. Les données TDEM permettent en particulier de cartographier l'extension des formations superficielles et des dômes phonolitiques.

Ainsi, les formations superficielles montrent un profil de résistivité électrique caractéristique avec des valeurs très fortes dans les allotérites et plus faibles dans les saprolites. Les colluvions montrent des valeurs intermédiaires. Les alluvions quant à elles ont généralement les valeurs les plus faibles :

- allotérites : gamme de résistivité assez étendue avec une légère tendance plus marquée autour de 100 $\Omega.m.$;
- isaltérites : les valeurs de résistivité varient entre 10 et 90 $\Omega.m$ mais peuvent s'étendre jusqu'à 170 $\Omega.m$. Ces valeurs sont très proches de celles obtenues pour les colluvions, ceci s'explique facilement car les colluvions sont souvent issues du remaniement des isaltérites ;
- colluvions : distribution des valeurs homogène avec un spectre assez resserré entre 15 et 50 $\Omega.m.$;

- alluvions : la gamme de valeur est assez large mais la majorité présente des valeurs entre 10 et 40 $\Omega.m$. Les fortes valeurs de résistivité observées sont localisées en général près des sommets topographiques où la pente est plus forte.

De même, les données électromagnétiques ont permis de déceler les formations volcaniques massives, saines et fissurées. L'interprétation des données EM croisées avec des données collectées sur le terrain (affleurement, coupes de forages,) permet d'identifier, de localiser et de cartographier avec précision les structures géologiques et leur extension spatiale. C'est le cas en particulier des dômes phonolitiques qui sont particulièrement résistifs (figure 24).

Matériaux

À Mayotte, les corrélations entre la résistivité TDEM et les affleurements géologiques ont montrés que les allotérites ont des résistivités comprises entre 100 et 200 $\Omega.m$ et que les roches indurées ont des résistivités supérieures à 120 $\Omega.m$. Il a été possible de délimiter l'extension des phonolites sous couvertures (Figure 24 a) ou sous altérites (Figure 24 b).

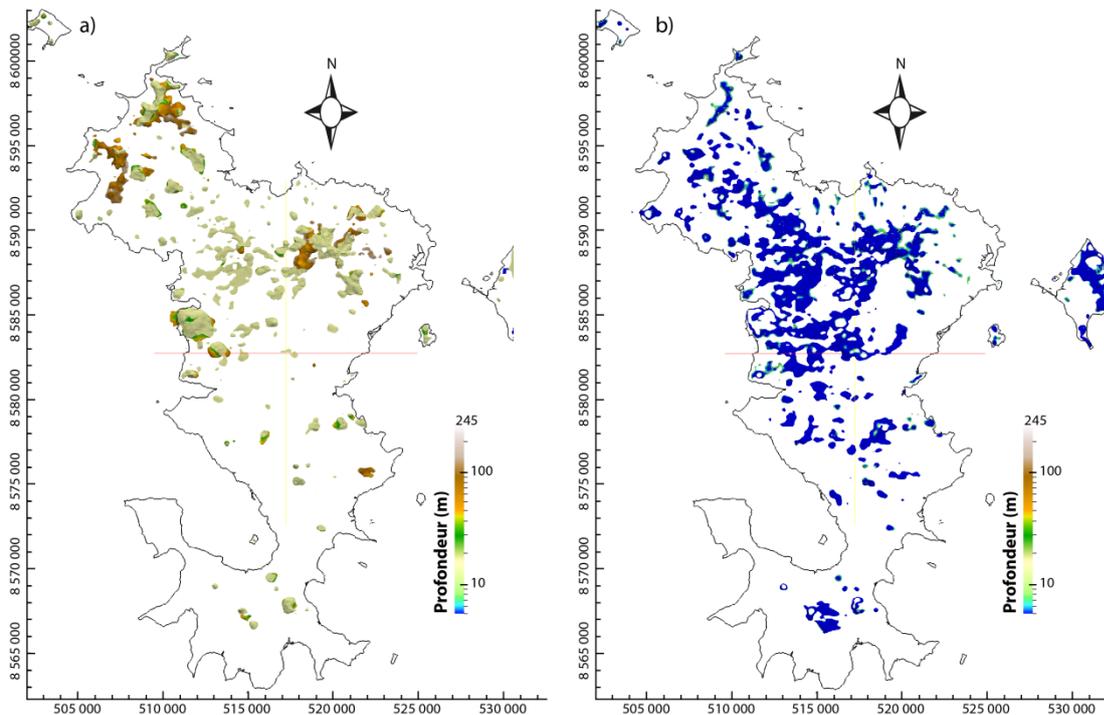


Figure 24 - Cartographie basée sur la campagne aéroportée des roches dont a) la résistivité est supérieure à 120 $\Omega.m$ et la profondeur est supérieure à 10 m et b) la résistivité est comprise entre 100 et 200 $\Omega.m$ et la profondeur est inférieure à 10 m. Le code de couleur est fonction de la profondeur des massifs de roche sous la surface topographique.

Ressources en eau

L'illustration ci-dessous (figure 25) est un exemple de la mise en évidence, grâce au recoupement avec les données de forages existants, du massif de phonolite du Mont Choungui et des coulées de laves associées.

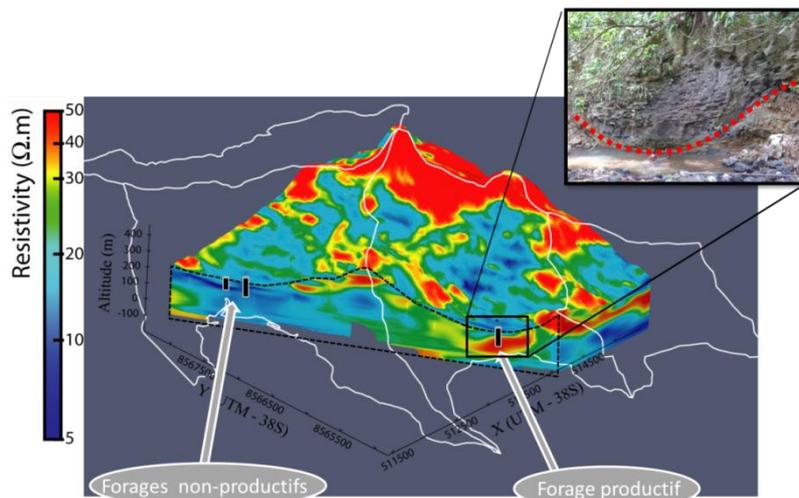


Figure 25 - Imagerie 3D extraite du lever électromagnétique du Sud de Mayotte ; les lignes blanches correspondent aux limites des bassins versants. À l'aplomb du forage de droite, la présence d'une paléo-vallée est révélée par les données électromagnétiques.

Les Figure 26 a et b représentent des coupes réalisées dans le bloc de résistivité 3D localisé sur la Figure 25 respectivement perpendiculairement et parallèlement aux coulées. La Figure 26a montre clairement que la coulée située sur le forage forme une paléovallée. Cette dernière est suivie en partie sur la figure Figure 26b.

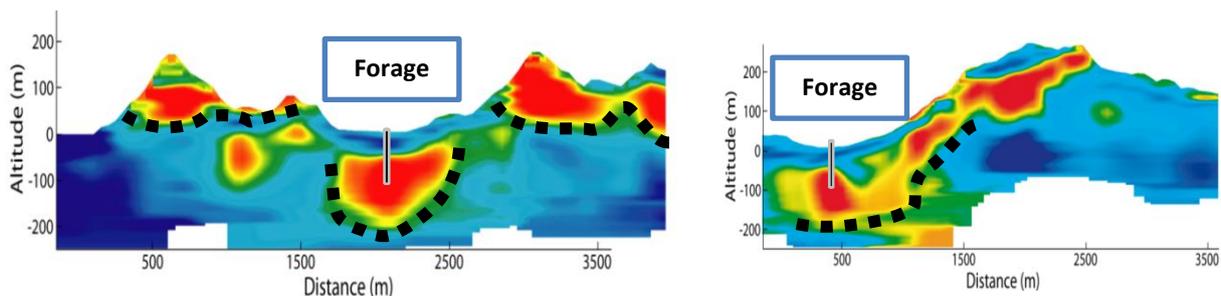


Figure 26 - Profils dans le lever ci-dessus : on observe clairement une coulée massive (à gauche, vue de face et à droite vue de profil) dans laquelle le forage productif a été implanté et réalisé.

La Figure 27 modélise la géométrie du système aquifère étudié en fonction de son altitude. On voit clairement que la fin de la paléovallée passe sous le niveau de la mer (couleur bleue). Afin de protéger l'aquifère de la pollution saline, il est donc important d'étudier l'interaction entre le biseau salée et la nappe potentiellement exploitable. Ceci peut être réalisé directement avec le même jeu de données.

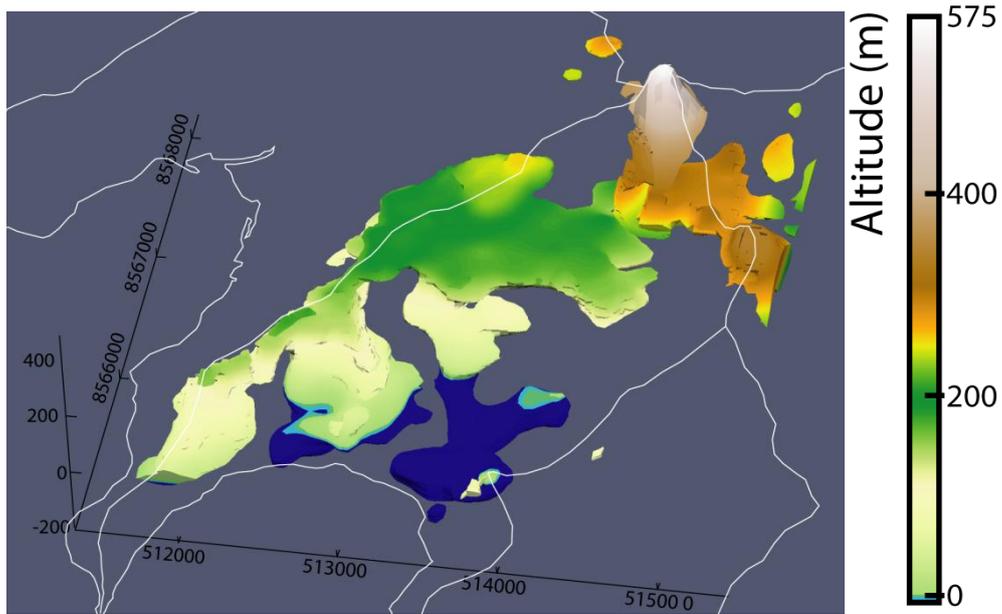


Figure 27 - Modélisation en 3 dimensions de la géométrie d'une paléovallée aquifère. Le code de couleur est fonction de l'altitude de la paléovallée (exemple BRGM).

f. Représentation des mesures

Les mesures ont ensuite été compilées dans un fichier permettant de les visualiser en trois dimensions (Coupe isoprofondeur 5-10m par exemple Figure 28) et de réaliser des coupes (Figure 29 et 30) à l'aide du logiciel Paraview).

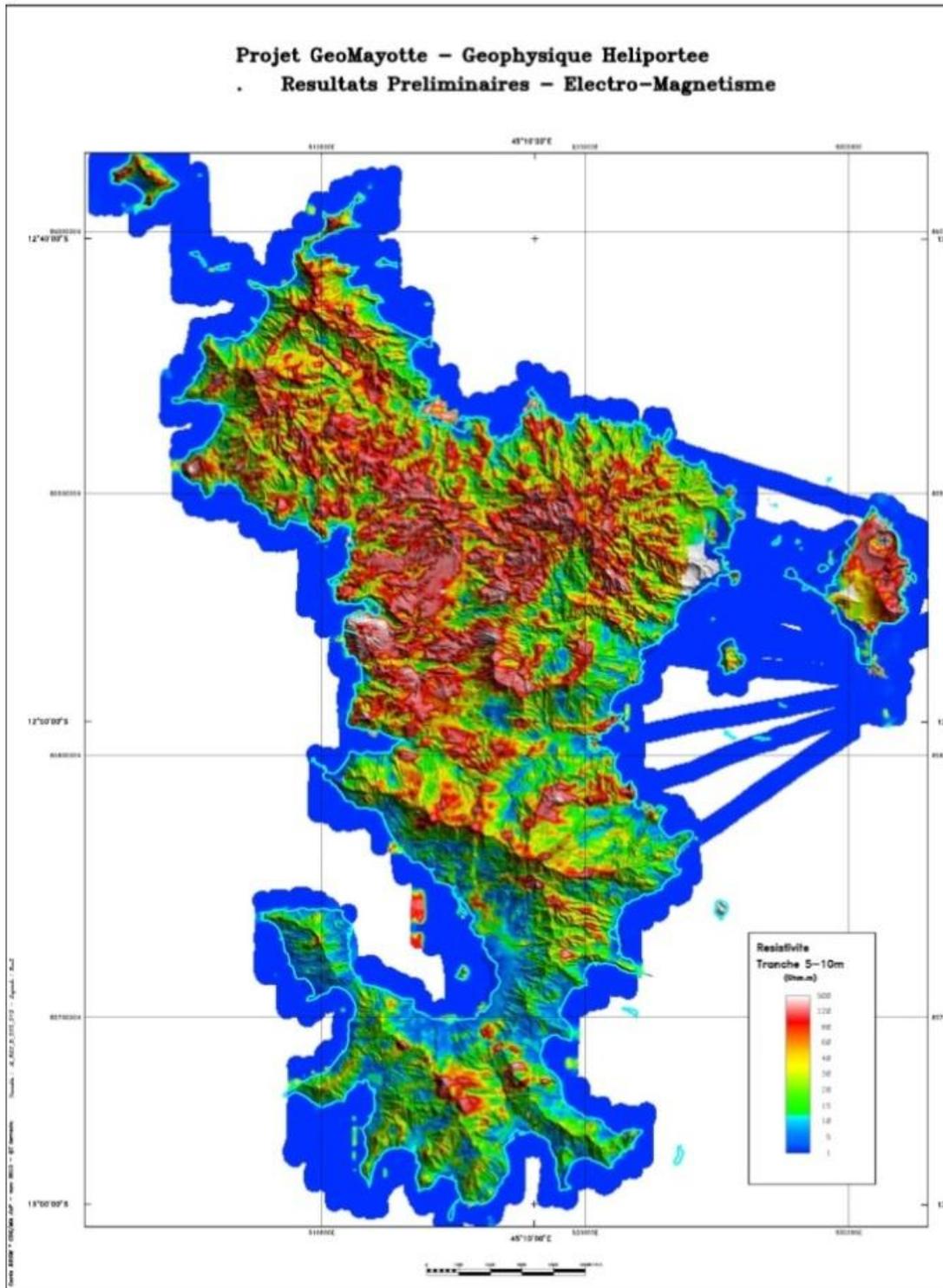


Figure 28 - Carte de la résistivité de la tranche 5-10 m.

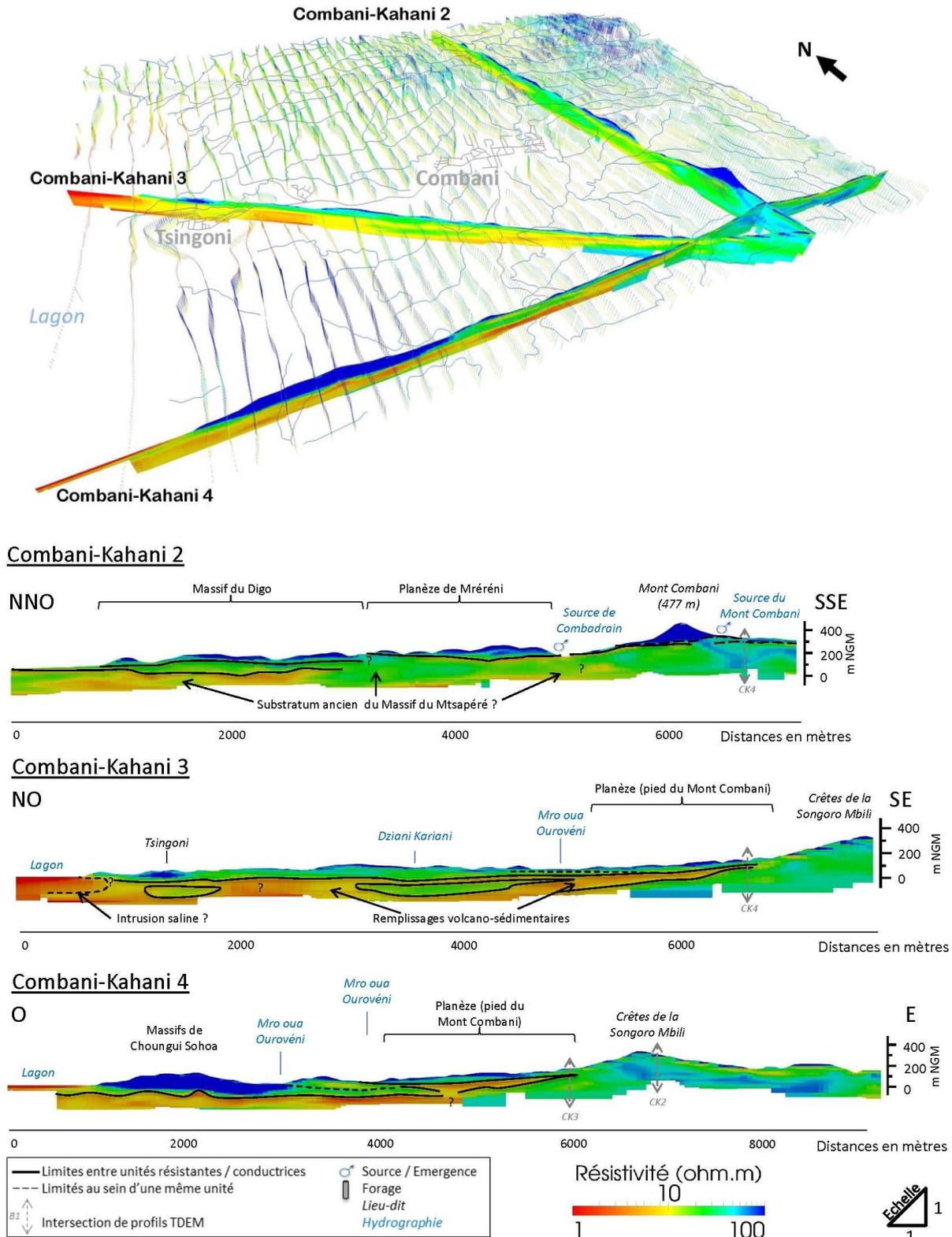


Figure 29 - Exemple de coupes de résistivité interprétées autour de Combani-Kahani.

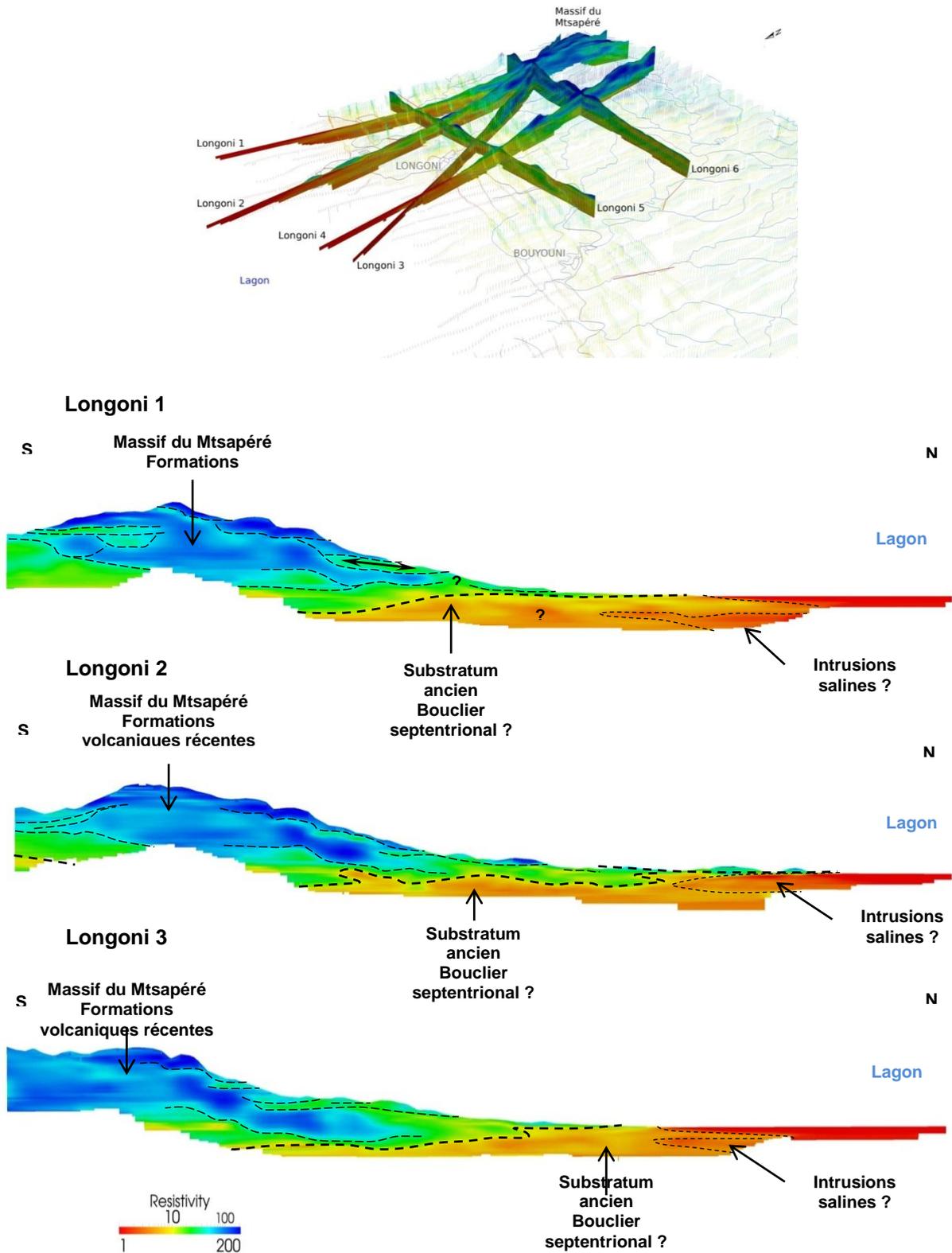


Figure 30 - Exemple de coupes dans le modèle de résistivité autour du Mtsapéré. Les coupes montrent la superposition d'un ensemble résistif (Mont Tsapéré) sur un substrat moins résistif (= socle ancien altéré).

3.2. CARTOGRAPHIE GÉOLOGIQUE

Une synthèse des données existantes a été réalisée pour l'ensemble de l'île. Il s'agit principalement des cartographies et descriptions géologiques réalisées par Stieltjes *et al.* (1988), Debeuf (2004) et celles issues des campagnes de reconnaissances hydrogéologiques, risques naturels et matériaux, et consignées dans les rapports du BRGM .

Les levés de terrain ont été effectués en combinant observations d'affleurements, levés de coupes, interprétations de photographies aériennes, observations paysagères, géomorphologie, utilisation des données de mesures électromagnétiques et échantillonnage pour analyses. La carte a aussi bénéficié de l'analyse du Modèle Numérique de Terrain (IGN, 2008) à maille de 1 m de côté et permettant de mettre en évidence ou de confirmer la géométrie des coulées et celle des planèzes reliques. Les points d'observations d'affleurements ont été géoréférencés sur le terrain au moyen d'un récepteur GPS.

Les levés cartographiques de terrain ont été effectués sur des fonds cartographiques Scan25 (IGN, 2008) à 1/25 000 agrandis à 1/10 000. Les morphologies accidentées ainsi que la végétation dense rendent les déplacements parfois difficiles. Toutefois, un grand nombre de sentiers forestiers et d'exploitations agricoles permettent d'accéder à la majeure partie de Mayotte. Dans les villages, seules quelques zones fortement peuplées, généralement proche du littoral ne permettent pas d'observer d'affleurements. Ces zones sont peu nombreuses et de faible extension (Kawéni, Mamoudzou, Mtsapéré).

L'existence d'un réseau routier bien développé permet d'avoir une bonne densité d'affleurements. Dans les zones non habitées, la densité d'affleurement est beaucoup plus faible, notamment dans les zones couvertes de forêts comme au niveau du mont Mtsapéré, des versants des crêtes du Nord-Ouest et des principaux massifs du Sud, car dans ces régions, le couvert végétal est abondant et difficilement pénétrable.

Les levés géologiques proprement dits ont été réalisés pendant l'hiver austral 2011 et 2012 par Julien Bernard pour le croissant partant de Mamoudzou, passant par la pointe Longoni pour rejoindre Tsingoni puis Chiconi, par Frédéric Lacquement pour le Nord-Ouest de l'île et la partie Sud et Est du Mtsapéré, et par Pierre Nehlig pour la partie Sud de l'île. Ils ont bénéficié d'un soutien important de :

- Caroline Prognon pour la caractérisation des formations d'altération ;
- Jacques Deparis pour l'exploitation des données électromagnétiques ;
- José Perrin pour l'exploitation des données magnétiques ;
- Timothée Jaouen pour l'hydrogéologie ;
- Pascal Puvilland pour l'appui administratif et logistique de la Direction du BRGM de Mayotte.

Les modalités d'exécution et de rendu de la carte géologique sont définies dans le Document BRGM n° 260 – 3ème édition, mai 1997 – « Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de la France ».

La localisation des affleurements étudiés est fournie dans l'archive numérique du projet et donne ainsi une idée de la densité de points d'observation. Un dossier photographique avec une numérotation en rapport avec les points d'affleurements accompagne cette archive.

3.2.1. Rédaction de la notice

La Notice de la carte géologique a été rédigée par Pierre Nehlig, Frédéric Lacquement et Julien Bernard avec une participation de :

- Jacques Deparis pour l'exploitation des données électromagnétiques ;
- José Perrin pour l'exploitation des données magnétiques ;
- Caroline Prognon pour les altérites ;
- Timothée Jaouen et Benoît Vittecoq pour l'hydrogéologie ;
- Martial Caroff et Anne-Aziliz Pelleter, pour la pétro-géochimie.

3.2.2. Choix cartographiques et nomenclature

La carte géologique est limitée par la laisse des plus hautes mers c'est-à-dire le niveau 0 du Nivellement Général de Mayotte. Les formations littorales de l'estran n'ont donc pas été cartographiées. Compte tenu des besoins des donneurs d'ordre du projet en charge du développement de l'île de Mayotte, la cartographie géologique réalisée a privilégié la représentation des formations superficielles.

a. Formations volcaniques

L'enchevêtrement de coulées ayant donné naissance à Mayotte est complexe et polyphasé : les coulées se sont mises en place au sein de paléovallées, lors de phases éruptives différentes et espacées dans le temps. La forte variabilité spatiale qui en résulte ne permet pas la représentation de coulées individuelles à l'échelle de la carte. Cependant, les sens d'écoulement des coulées de lave ont quelquefois été indiqués sur la carte. Ils peuvent souvent être déduits de l'examen du modèle de résistivité 3D de l'île issu des données TDEM.

L'attribution d'un nom à une lave passe par des analyses minéralogiques (nature et proportion des cristaux présents), texturales et chimiques. La classification actuellement admise par l'IUGS est celle proposée par Le Maître *et al.* (2002). Il s'agit d'une classification chimique qui repose sur le pourcentage poids des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) et de la silice (SiO_2) contenus dans la lave. Le diagramme obtenu, présenté en Figure 31, est appelé « diagramme TAS » (Total Alkali-Silica). Il donne les limites des champs et les noms de chacune des laves en fonction de leurs compositions chimiques en alcalins et silice. La répartition des analyses chimiques des laves de Mayotte reportées dans ce diagramme souligne la nature alcaline des laves et illustre les différences chimiques importantes entre le Sud et le Nord de l'île : au Nord, les laves sont moins alcalines qu'au Sud.

Les formations volcaniques sont subdivisées en Formations volcaniques s.s. et en Formations volcanoclastiques.

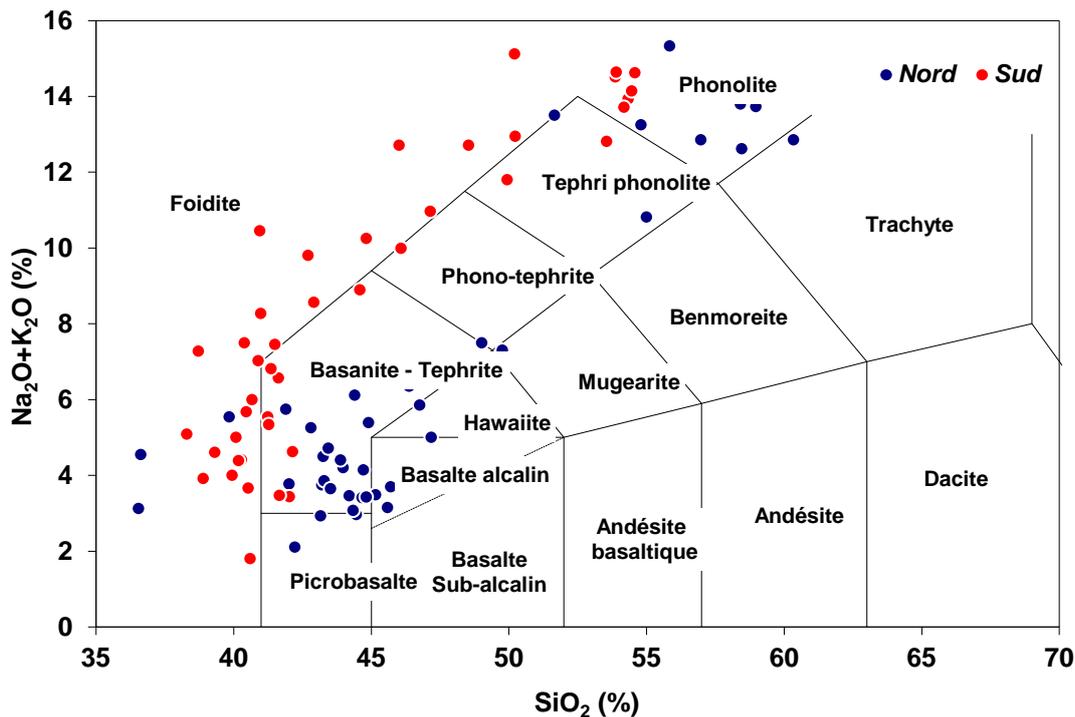


Figure 31 - Nomenclature des laves basée sur leur composition chimique en éléments alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en fonction de leur teneur en silice (SiO_2).

Diagramme TAS de Le Maître et al. [2002].

Le diagramme illustre l'importante différence entre les laves du Nord et du Sud de l'île. Les analyses reportées sont celles réalisées par Debeuf (2004) complétées par celles acquises dans le cadre de ce projet (Pelleter, 2012).

b. Formations superficielles

Les besoins des donneurs d'ordre du projet en charge du développement de l'île de Mayotte ont conduit à privilégier la représentation des formations superficielles allochtones et autochtones.

Dans le cadre de la cartographie géologique de l'île de Mayotte, il a été fait le choix de séparer les formations superficielles autochtones en deux principaux caissons : un caisson correspondant au stade « isaltérites », avec - lorsque les conditions d'affleurements et de reconnaissance le permettent - une caractérisation de la roche mère ; et un caisson « allotérites », correspondant au stade ultime de l'évolution situé au sommet du profil d'altération.

4. Description des formations volcaniques

Les dépôts d'origine volcanique affleurant actuellement à Mayotte correspondent principalement à des dykes, des coulées de lave, des dômes, des cônes de scories et des dépôts de maars phréatomagmatiques.

4.1. LES ROCHES PLUTONIQUES

Le niveau d'érosion à Mayotte n'est pas suffisant pour permettre aux roches plutoniques d'affleurer. Cependant, celles-ci sont quelquefois présentes en enclaves dans les formations volcaniques de l'île et plus particulièrement dans les brèches volcanoclastiques associées à l'activité explosive : enclaves de dunite et de pyroxénite sur Petite Terre et d'ijolite, de pyroxénite, d'amphibolite dans le Sud de Grande Terre.

Le secteur qui présente le plus grand nombre et la plus grande diversité d'enclaves est situé en bord de mer à Bambo Ouest sur la presqu'île de Bouéni. La brèche qui y affleure est exceptionnelle du fait de sa très grande richesse en cumulats et la spécificité de leur nature (ijolites dont la proportion entre les pyroxènes, néphélines, apatites, biotite et sphène varie ; pyroxénites ; amphibolites, etc.). La taille des éléments de ces cumulats se répartie du mm à 50 cm.

4.2. LES FILONS D'ALIMENTATION DU VOLCANISME

Les dykes qui matérialisent les conduits d'alimentation du magma vers la surface sont relativement peu nombreux sur l'île de Mayotte. Ils ne constituent jamais de complexe filonien et leur densité n'évoque jamais une zone de rift. Leur faible abondance sur l'ensemble de Mayotte suggère soit que la surface actuelle de l'île est très proche de la surface maximale atteinte par les édifices volcaniques soit que la partie émergée de l'île ne se situe pas à l'aplomb de l'essentiel des zones d'alimentation. Le secteur de l'île où la densité de dykes est la plus forte est le Nord-Ouest, ainsi que les îlots Choazil.

Les filons n'ont que très rarement des puissances supérieures à 1 m. Ils sont généralement aphyriques, subverticaux et de direction essentiellement NW-SE. Deux autres familles de dykes, orientés NNW-SSW (N150-170) et NE-SW (N020) subverticaux, sont également présents et particulièrement bien représentés au niveau de la crête NW.

Les îlots Choazil semblent abriter le cœur d'un réseau de dykes et de sills très important recoupant des séries basaltiques scoriacées. L'absence d'autres îlots dans ce secteur ne permet pas d'identifier plus précisément le centre d'émission à l'origine de la formation du massif du Nord-Ouest.

D ϕ - Protrusion de Phonolite

À l'Est au niveau d'Ironi Bé, en bord de mer affleure, sur près de 300 m et avec 150 m de puissance, la racine d'un dôme phonolitique. Cette protrusion se présente sous la forme d'une phonolite foliée avec des plans subverticaux orientés dans la direction N020.

4.3. DÔMES ET PROTRUSIONS

Les roches les plus différenciées de Mayotte sont les phonolites qui arment l'essentiel des points hauts des crêtes de Mayotte. Ainsi, l'aiguille du Choungui domine par exemple le Sud de l'île. Certainement beaucoup plus haute à l'origine, elle a alimenté d'importants éboulis - aujourd'hui fossiles- qui masquent les contacts avec son encaissant. Il en est de même pour le Mont Combani, au centre de l'île. Quelquefois, les dômes s'étalent légèrement et apparaissent sous la forme de replats ou galettes de grande dimension comme le Choungui Sohoa, remarquable par sa taille.

Le levé de géophysique TDEM hélicoptère cartographie très bien la morphologie 3D et la répartition des phonolites de Mayotte (Figure 32). Il révèle qu'elles sont plus abondantes au Nord qu'au Sud et qu'une partie d'entre elles se situe à faible profondeur mais n'affleurent pas ou sont recouvertes par des coulées.

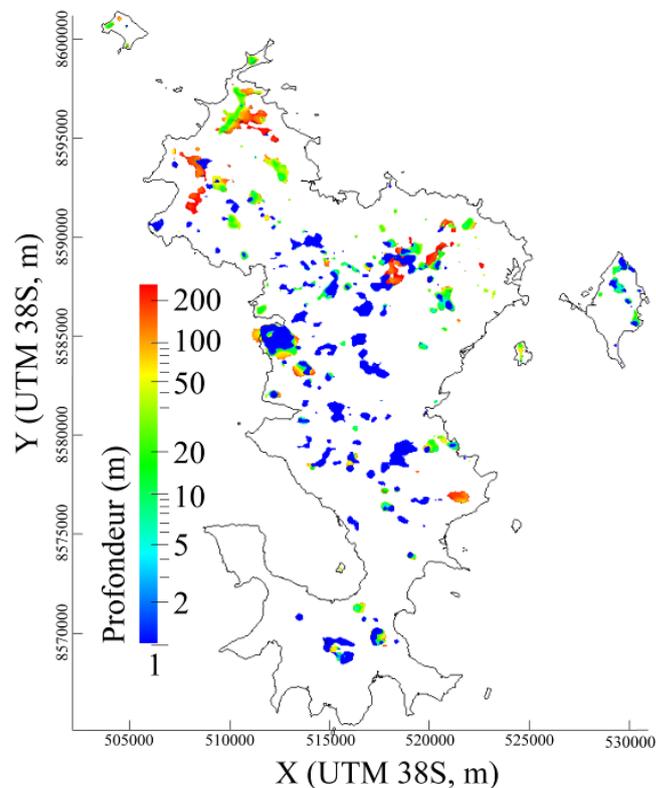


Figure 32 - Carte des profondeurs des toits des enveloppes avec une résistivité supérieure à 120 Ω.m et d'une profondeur supérieure à 10 m.

4.4. LES COULÉES DE LAVE

La cartographie géologique a montré que la grande majorité des produits volcaniques de Mayotte s'est mise en place sous forme de coulées de lave.

Les figures qu'il est possible d'observer au sein de coulées sont principalement des prismations (ou « orgues »), qui se forment par contraction thermique au moment du refroidissement de la coulée. Celle-ci est perpendiculaire aux surfaces de refroidissement (exemple de la coulée prismée « en étoile » de Doujani ou des cascades de Bouyouni). Il est aussi très commun d'observer des semelles et des toits scoriacés qui correspondent aux parties refroidies de la

coulée, entraînées sur le dos de celle-ci et qui tombent au niveau du front lors son avancée. Des niveaux de recuits, avec leur couleur rouge-brique caractéristique, ainsi que des paléosols sous-jacents sont eux aussi courants.

Les affleurements de roche volcanique saine sont assez rares sur Mayotte et principalement localisés au niveau des côtes, des sommets de crêtes, au fond de ravines fortement entaillées et quelquefois en bordure de routes récentes. Ailleurs, l'épais manteau d'altérites, de colluvions et la végétation ne permettent que l'examen de pierres volantes dont la nature autochtone ou déplacée n'est pas toujours évidente. Les padzas permettent quant à eux d'échantillonner des fragments de laves relativement saines au sein des boules résiduelles d'altération.

4.5. LES ROCHES VOLCANIQUES

Les travaux antérieurs et ceux réalisés dans le cadre de la cartographie à 1/25 000 de l'île ont permis de distinguer différents types pétrologiques. Leur classification est fonction des critères suivants : texture des laves (porphyrique, aphyrique) nature des phénocristaux, nature des microlites et position dans le diagramme de nomenclature alcalins-silice (TAS). La répartition géographique des laves par rapport aux trois principaux domaines volcaniques Sud, Nord-Ouest et Nord-Est n'est pas aléatoire.

Sur la carte géologique ont été distingués :

- des basaltes et basanites sl ;
- des mélilitites ;
- des téphrites sl ;
- des néphélinites ;
- des phonolites.

4.5.1. Basaltes et basanites s.l.

Ces deux faciès pétrologiques sont généralement microlitiques porphyriques à olivine, pyroxènes ou les deux ; ils ne peuvent généralement pas être distingués sur le terrain, les mégacristaux (phénocristaux ou xénocristaux) présents étant les mêmes dans les basaltes ou dans les basanites. Les basaltes se différencient des basanites par la présence de microlites de plagioclases dans la mésostase vue au microscope. Dans la légende de la carte ils sont regroupés sous le vocable général de « Basalte ».

Les phénocristaux et xénocristaux sont des olivines (souvent iddingsitisées par altération) et/ou des pyroxènes. La mésostase est composée d'olivine, de pyroxène, d'oxyde, de verre et également de baguettes de plagioclase pour les basaltes. Debeuf (2004) a montré que les basaltes et basanites du Nord de l'île montrent souvent des figures de mélange magmatique entre deux liquides. Cela se traduit par l'alternance de zones sombres puis plus claires. Toutefois, les liquides ne sont probablement pas très éloignés chimiquement l'un de l'autre puisque les phases cristallines sont les mêmes et qu'elles ne présentent pas d'auréoles de déstabilisation ou de corrosion à leur bordure. Du point de vue de la répartition géographique, il est à noter que le domaine du Nord montre une prédominance de laves à phénocristaux d'olivine par rapport aux laves à pyroxène tandis que les laves du Sud sont majoritairement des basanites à clinopyroxène.

Certains faciès de basalte et de basanite ont une texture porphyrique et sont très riches en phénocristaux de clinopyroxènes. D'autres roches présentent de rares xénocristaux

d'amphibole brune qui sont très fortement déstabilisés, ainsi que des olivines arrondies et iddingsitisées.

Les laves basaltiques et basanitiques sont généralement très fluides, sauf lorsqu'elles sont très riches en phénocristaux. Elles s'écoulent donc facilement et tendent à former des coulées peu épaisses se mettant en place au sein de creux topographiques (paléo-vallées). Certains faciès sont vésiculés à très vésiculés : les vacuoles peuvent avoir été remplies secondairement par des carbonates et/ou des zéolites, le plus souvent en amas globulaires (de la chabasite et de la phillipsite ont été décrites par Stieltjes *et al.*, 1988).

β - Basaltes s.l.

La majeure partie de Mayotte est constituée par des empilements généralement finement stratifiés de basaltes, avec des coulées atteignant rarement plus de 3 m d'épaisseur. Ces laves, plus ou moins altérées, constituent l'essentiel du massif émergé de l'île, au sein duquel les laves différenciées s'interstratifient.

βol - Basalte à olivine

Les basaltes à olivine contiennent de gros phénocristaux d'olivine pouvant atteindre plusieurs mm de longueur et contenus dans une matrice microlitique vitreuse à plagioclase, pyroxènes et olivine. Il n'a été possible d'identifier des ensembles lithologiquement homogènes de basaltes à olivine qu'au niveau de la côte. Les basaltes à olivine sont surtout abondants au Nord de l'île.

βpx - Basalte à pyroxène

Les basaltes à pyroxène se composent d'une matrice microlitique de plagioclase, olivine et pyroxène au sein de laquelle sont présents des phénocristaux de clinopyroxène dont la taille varie de quelques millimètres à 1 cm. Ces coulées forment une grande part du massif ancien du Nord situé sous les laves différenciées du Mtsapéré et du Digo. Elles sont généralement altérées et s'observent à de nombreuses reprises au niveau de la route entre Passamaïnti et Combani.

βπ - Basalte porphyrique faciès ankaramite

Ces basaltes marquent leur différence par l'existence de phénocristaux de clinopyroxènes pouvant atteindre plusieurs cm. On parle alors d'ankaramites pour ces roches dont la proportion de mégacristaux est supérieure à 20 %, et où 60 % d'entre eux au moins sont des clinopyroxènes. Les phénocristaux se présentent généralement sous forme automorphe ou sous forme d'agrégats polycristallins avec une bordure souvent déstabilisée, ce qui rend compte de leur origine cumulative.

Ces faciès se rencontrent à plusieurs époques de la construction de l'île. Les coulées sont généralement épaisses et peuvent atteindre plusieurs mètres de puissance. À titre d'exemple, on citera quelques sites permettant de visiter ces séries, ainsi :

- à la base de la série lavique différenciée (Sud Mtsapéré) une coulée épaisse d'une quinzaine de mètres est présente, elle se marque dans la topographie par un ressaut topographique et la présence de cascades ;

- la partie supérieure du mont Maévadoani (à l'Est du mont Combani) est composée pour l'essentiel de coulées de basalte ankaramitique. On le retrouve en blocs colluvionnés sur l'ensemble des pentes du relief.

βol-px - Basalte à olivine et clinopyroxène

Les basaltes à olivine et clinopyroxènes sont constitués d'une matrice microlitique vitreuse à plagioclases, olivine et clinopyroxène et quelques phénocristaux de clinopyroxènes et d'olivine.

4.5.2. Téphrites, Néphélinites et Mélilitites

ε - Téphrite *s.l.*

Ces laves présentent une cassure plus esquilleuse que les basaltes et sont beaucoup moins riches en phénocristaux que ces derniers. Elles montrent généralement une texture microlitique fluidale porphyrique. Leur mésostase est constituée en grande majorité de plagioclase en baguette associé à du verre, des clinopyroxènes et des oxydes. Les phénocristaux présents sont des pyroxènes parfois associés à des amphiboles brunes et des feldspaths alcalins. Des xénocristaux d'olivine sont parfois présents.

Ces laves se retrouvent dans la partie Nord-Est et Sud de l'île uniquement. Elles sont souvent associées à des basaltes à pyroxène. Debeuf (2004) a montré qu'elles présentaient souvent des figures de mélange entre des laves téphritiques et des laves plus basiques.

ω - Néphélinite

Les néphélinites ont une texture microgrenue porphyrique. Elles présentent toutes des phénocristaux de néphélines automorphes à section losangique, fortement craquelée, ainsi que des phénocristaux d'amphibole et de clinopyroxène. Debeuf (2004) a montré que les néphélinites les plus sodiques, donc les plus riches en clinopyroxène vert et en phénocristaux de néphéline, contiennent de la pérovskite sub-automorphe. Dans les néphélinites plus différenciées avec de l'augite aegyrinique, la pérovskite n'est plus présente, mais le sphène apparaît. Les mésostases sont composées de néphéline automorphe, clinopyroxène (augite sodique) et d'oxyde.

Elles se localisent dans de Sud de l'île. La « phonolite de Mtsamoudou » est une néphélinite à grosses néphélines xénomorphes et recoupée par un dyke de néphélinite.

ω3 - Mélilitite

Une mélilitite à olivine a été décrite par Pelleter (2012) dans la partie avale de la vallée de la Massimoni à l'Ouest de Mtsangamouji au niveau du dernier méandre dans un ensemble de coulées épaisses "récentes" qui est venu barrer la vallée en s'écoulant vers la mer et est à l'origine de la vallée large remplie de sédiments située au Nord de Analavato.

C'est une lave à texture microlitique porphyrique avec des phénocristaux d'olivine et de rares clinopyroxènes. La mésostase contient essentiellement des baguettes de mélilitite et des oxydes ferro-titanés ainsi que quelques néphélines et pérovskites. Cette roche qui fait partie de la famille des lamprophyres est une foïdite qui a pour particularité d'être enrichie en P₂O₅, en CaO et en terres rares moyennes par rapport aux néphélinites.

Pelleter (2012) propose, pour expliquer son origine, l'hypothèse d'une fusion partielle d'une veine de clinopyroxénite (riche en apatite) dans le manteau lithosphérique.

4.5.3. Phonolites

φ - Phonolite *s.l.*

Ces laves sont les plus différenciées du massif volcanique. Elles sont présentes sur l'ensemble de l'île et se reconnaissent aisément à leur teinte généralement gris-verdâtre, leur cassure esquilleuse et la sonorité cristalline caractéristique qu'elles produisent lors d'une percussion, ainsi qu'à la présence fréquente d'une patine d'altération superficielle blanchâtre en pourtour des blocs.

La plupart des phonolites ont une texture microlitique fluidale de laquelle émergent de rares phénocristaux de clinopyroxène sodique ainsi que souvent plus ou moins de phénocristaux de néphéline, de feldspaths potassiques, d'amphiboles brunes souvent très déstabilisées (certaines ne sont plus que des minéraux fantômes) et de sphène.

On peut les diviser en trois catégories suivant leur texture et leurs phénocristaux :

- phonolite aphyrique microlitique (la plupart des phonolites : Choungui Sohoa, Bénara) ;
- phonolite porphyrique à néphéline et feldspath potassique (mont Combani, mont Choungui) ;
- phonolite porphyrique à feldspath potassique et amphibole brune (Koungou).

Les microlites qui constituent la mésostase sont des baguettes de feldspath potassique, des néphélines, des augites aegyriniques et des oxydes. Des sphènes et des apatites sont parfois visibles en tant que phases accessoires.

La phonolite est une lave visqueuse, très riche en silice, qui a subi un long phénomène de différenciation au sein d'un réservoir magmatique. Lorsque la lave arrive en surface, elle peine à s'étaler et a tendance à former de larges amas directement au-dessus du point d'émission (dômes, dômes coulées).

La roche est souvent massive avec un débit en dalles décimétriques à pluri-métriques résultant de figures de fluidalités héritées de la mise en place du massif. Quelquefois il est possible d'observer des brèches phonolitiques altérées, typiques de celles que l'on peut trouver en base de dôme, reposant directement et en discordance sur l'unité sous-jacente (phonolites du mont Koungou ou de Longoni).

À titre d'exemples :

- à Ironi Bé, sur la côte Est, le long de la mer affleure sur près de 250 m une formation de teinte blanchâtre à rose claire présentant des plans de fluidalité subverticaux orientés N 010. Elle est de composition phonolitique avec de petits cristaux d'amphibole, de clinopyroxène, de plagioclase dans une pâte fortement altérée constituée de microcristaux et de verre. Selon l'orientation, l'épaisseur du corps injecté est ici d'environ 150 m. Il est encaissant dans des coulées de basalte à petits cristaux de pyroxène, bien visibles au niveau de la pointe Est ;

- sur la côte Ouest, la morphologie en coupole du dôme de phonolite du Choungui Sohoa est tout à fait remarquable dans le paysage. Son altération argileuse donne des teintes rouges-orangées et blanches, striées par des sillons dus au ruissellement. Son voisin sans nom, situé à 1,5km au Sud-Est et culminant à 126m d'altitude, présente aussi ces mêmes teintes caractéristiques d'un dôme phonolitique altéré ;
- des blocs de phonolite trouvés sur les flancs du mont Chiconi présentent une lave sombre au faciès moucheté ;
- au centre de l'île, le mont Combani forme un pic isolé érodé ;
- la crête de Madjabalini, dominant le village de Mtsangadoua (et le séparant d'Acoua), est une lame de phonolite. Sa désagrégation donne les énormes blocs au milieu desquels se trouve le village. Cette lame jouxte celle formant le sommet de Hachiroungou ;
- le massif du Mtsapéré et les coulées rayonnantes qui ont comblé les paléovallées vers le Nord, le Nord-Est et le Sud (Chaouéni) ;
- les ponces de Petite-Terre, de par leur mode de mise en place, présentent une texture de trempe. On n'y observe pas de phénocristaux. Leur analyse chimique a montré qu'il s'agit de phonolite (Debeuf, 2004).

Souvent les phonolites possèdent une patine blanchâtre, principalement concentrée le long de fractures. Celle-ci résulte de l'altération à haute température de la lave, qui forme alors un matériau argileux composé en partie de kaolinite, une argile donnant sa couleur blanche à la roche. Cette altération hydrothermale - dite « endogène » par opposition à « exogène » ou « supergène » - résulte de l'action de fluides chauds associés à la mise en place du massif de phonolite lui-même. Ces fluides ont circulé dans des fractures et ont pu transformer la roche en profondeur le long de leur trajet.

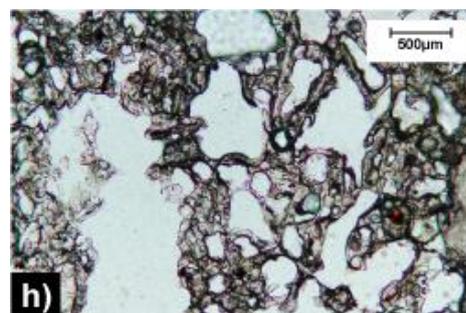
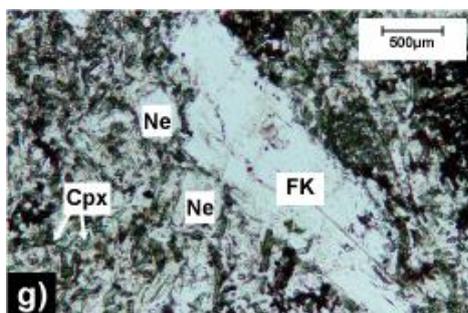
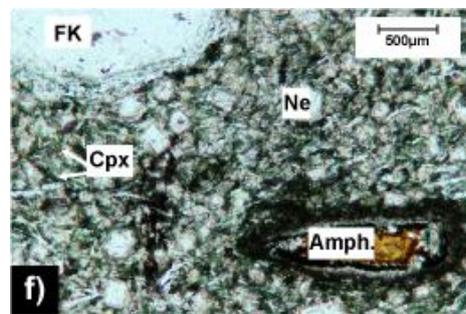
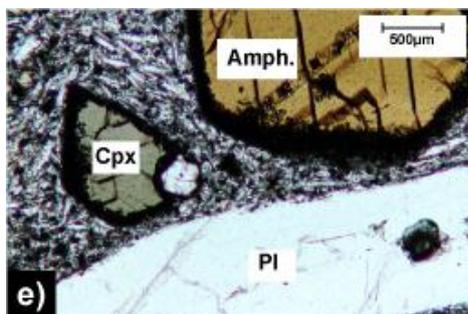
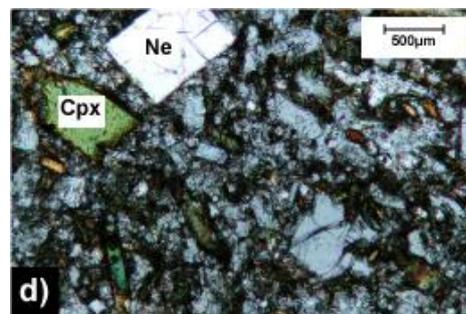
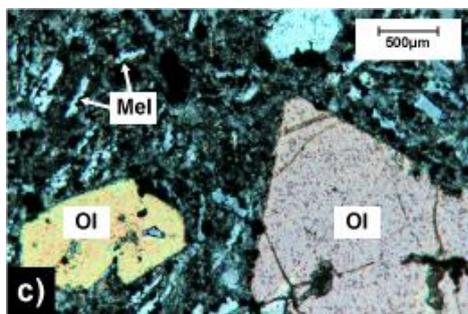
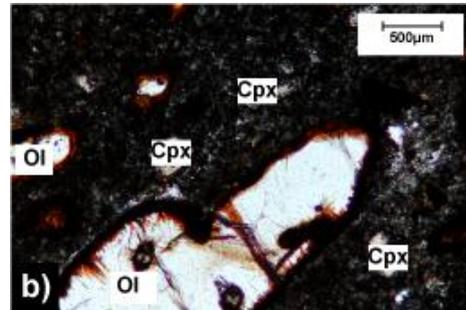
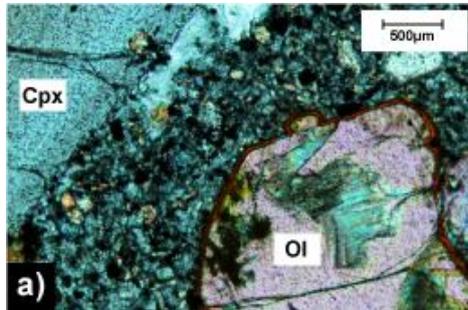
Phonolite de Koungou

Dans la carrière de Koungou accessible depuis le village éponyme affleure une lave massive grise à verdâtre, pauvre en cristaux (sub-aphyrique), présentant une cassure esquilleuse et qui produit un son clair à la percussion, typique des phonolites. Les minéraux observés sont des baguettes noires d'amphiboles et des cristaux translucides à blancs de feldspaths (et/ou feldspathoïdes), ne représentant tous deux que 5 % de la roche environ, le reste étant composé d'une pâte vitreuse. La phonolite montre un débit en dalles décimétriques à plurimétriques résultant de figures de fluidalités héritées du moment où le massif s'est mis en place. Elles montrent des pendages dirigés vers l'Ouest, qui indiquent que la masse de phonolite s'enracine de ce côté-là. Le contact entre la phonolite et son substrat basaltique se marque par des brèches phonolitiques altérées, typiques de celles que l'on peut trouver en base de dôme, qui reposent directement et en discordance sur le basalte. Il est donc probable que le massif de phonolite de Mujini Kungu soit un dôme enraciné vers l'Ouest.

La phonolite fait l'objet d'une exploitation artisanale au coin, à la barre à mine et à la pioche sur deux types de gisements principaux : le premier directement sur le massif de phonolite, où des fronts de taille ont été ouverts en deux endroits (à l'Est et au Nord-Ouest du secteur décrit ici) afin d'extraire des dalles de phonolite saine, débitées ensuite à volonté, le second au sein des colluvions à blocs / éboulis en bas de pente, où les dalles sont libres et où leur récolte demande moins d'efforts.

φa - Phonolite aphyrique microlitique

Cette roche se présente sous la même forme que les phonolites si au détail près qu'elle ne présente pas de phénocristaux.



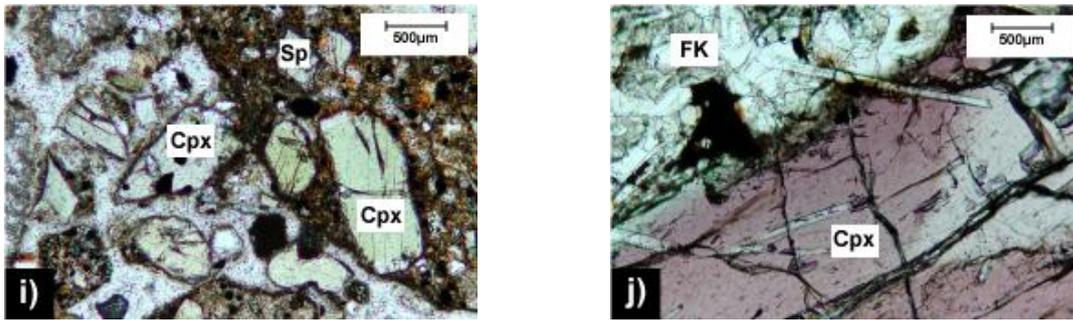


Figure 33 - Photographies de lames minces prises au microscope.

(a) Basalte en LPA (PN3). (b) Ankaramite en LN (FL399). (c) Mèlilitite en LPA (FL386). (d) Néphéline en LPA (PN8). (e) Téphrite en LN (J7). (f) Téphri-phonolite en LN (FL426). (g) Phonolite en LN (FL442). (h) Ponce en LN (PN15). (i) Tuf à lapillis en LN (PN6). (j) Cumulat à clinopyroxène et feldspath potassique en LN (FL409a). Cpx=clinopyroxène ; Ol=olivine ; Mel=mèlilitite ; Ne=néphéline ; Pl=plagioclase ; Amph.=amphibole ; FK=feldspath potassique ; Sp=sphère. LN=lumière naturelle ; LPA=lumière polarisée analysée.

4.6. LES ROCHES VOLCANOCLASTIQUES

tfP – Projections phréatomagmatiques de Petite Terre et de Mamoudzou

Petite-Terre ou «Pamandzi» en mahorais est l'ensemble volcanique le mieux préservé de l'érosion. Les morphologies fraîches de ses cratères (tels que le Dziani Dzaha), ses dépôts peu ou pas altérés au caractère cendreuse bien préservé et ses reliefs peu incisés par rapport à ceux de Grande-Terre trahissent son jeune âge. Des datations effectuées par Zincke *et al.* (2003) sur des niveaux cendro-ponceux phonolitiques prisonniers de la barrière de corail donnent un âge de 4000 ans B.P. pour les dernières manifestations de Petite-Terre, plaçant l'activité volcanique dans la période géologique la plus récente : l'Holocène.

L'essentiel des roches de Petite Terre est constitué d'un dépôt clair, beige à jaunâtre, très peu consolidé, cendreuse, avec un litage bien marqué, une granulométrie extrêmement variable et une lithologie variée : il s'agit de dépôts phréatomagmatiques dits de « maars ». Comme leur nom l'indique, ces dépôts se forment lors d'interactions entre du magma et de l'eau : si au cours de sa remontée, le magma rencontre un réservoir d'eau superficielle, la différence de température entre ces deux corps entraîne une vaporisation instantanée de l'eau et des explosions violentes se produisent. Selon les cas, les réservoirs d'eau en question sont une rivière, une nappe phréatique ou, comme c'est probablement le cas à Petite-Terre, des infiltrations d'eau de mer au sein du récif corallien. Des cumulats de base de chambre (dunités, pyroxénites), des basaltes, des laves différenciées, des niveaux à lapillis accréionnés et même de nombreux fragments de coraux se retrouvent au sein de ces dépôts. Tous ces éléments proviennent des roches enfouies sous Petite-Terre et ont été arrachés à leur substrat par les violentes explosions phréatomagmatiques qui ont donné naissance aux maars. Les ponces, de taille décimétrique, sont fréquentes. Elles montrent des figures de mélange magmatique telles que des rubanements. La composition chimique de ces ponces évolue dans le domaine des phonolites. Ces dépôts drapent les cônes stromboliens antérieurs tels que ceux de Dzaoudzi ou de Labattoir par exemple, allant même jusqu'à ensevelir complètement de petits édifices qui ne refont surface qu'à la faveur de l'érosion littorale (exemple de la plage à l'Est de l'aéroport, au niveau de Ha Shiwawa).

Dans le détail, plusieurs appareils phréatomagmatiques peuvent être identifiés sur la base de relevés morphologiques, de pendages des strates, d'aspects visuels ou encore d'état d'altération des dépôts. La couleur des dépôts semble être un facteur discriminant. Au niveau des plages de Moya et le long de la côte, les affleurements présentent selon les cas une matrice de couleur jaunâtre ou grisâtre. Ces différences, potentiellement dues au degré d'altération des dépôts ou à la nature du magma impliqué (la couleur jaunâtre faisant penser à la couleur de la palagonite, typique de l'altération du verre basaltique) mettent en évidence deux épisodes principaux d'activité. La première période est caractérisée par des dépôts de couleur jaunâtre, qui pourraient appartenir à un système centré au niveau de la Vigie, où ces dépôts sont particulièrement épais. D'autres dépôts, grisâtres et stratigraphiquement au-dessus des dépôts jaunes sont très probablement reliés respectivement aux systèmes de Moya-centre et du Dziani Dzaha. L'intervalle de temps entre ces deux épisodes éruptifs est difficile à estimer mais il est néanmoins suffisant pour permettre à l'océan d'éroder puissamment les dépôts jaunes de la Vigie et de créer les anses des plages de Moya. Le « piton » de Moya montre en effet, vu depuis le large, une coupe très pédagogique sur laquelle on distingue nettement la succession de produits gris venant draper les produits jaunes au sein desquels les anses de Moya sont déjà creusées. Il est aussi important de noter qu'au niveau de la plage de l'aéroport, les produits jaunes reposent eux-mêmes sur des produits gris-rosâtres et qu'un stade de Paléo-Vigie pourrait ici être invoqué. La plus grande partie des produits auraient ainsi été émis au cours du temps depuis la zone de Moya-Sud, et préférentiellement en direction de la Vigie, ce qui pourrait expliquer l'altitude importante de ce massif.

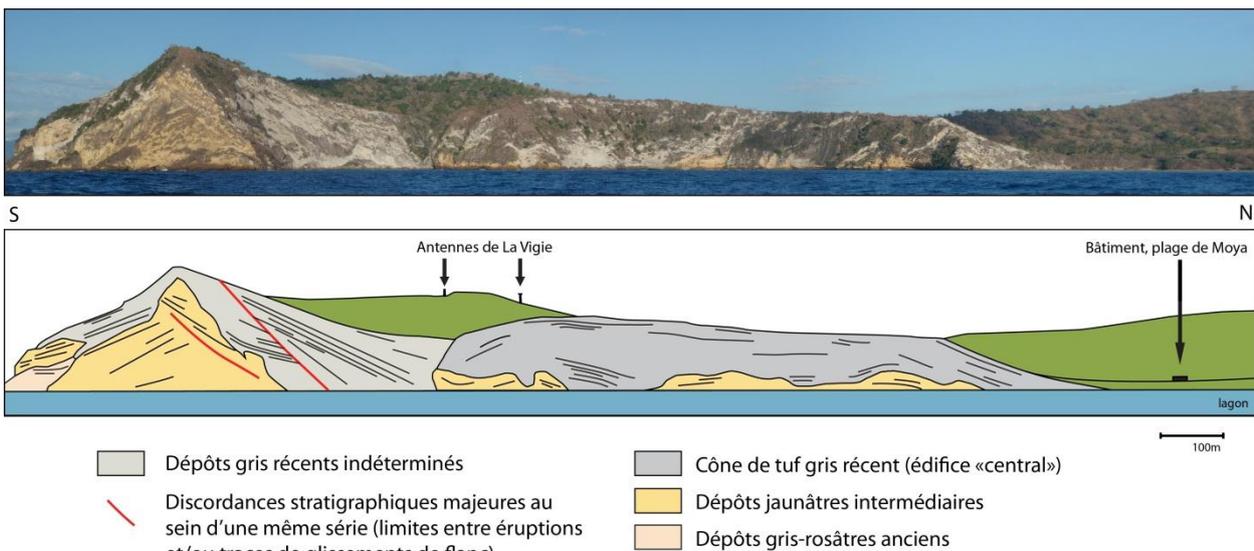


Figure 34 - Panorama de la zone Sud de Moya vu depuis l'Est, au large de Petite Terre, et schéma interprétatif.

Le cône de tuf gris récent correspond au maar central de Moya, les dépôts gris récents indéterminés sont sans doute associés au maar central et au maar du Dziani Dzaha et viennent draper les produits plus anciens de la Vigie. Les produits jaunâtres sont probablement associés au maar de la Vigie tandis que les produits rosâtres pourraient correspondre à un stade de paléo-Vigie.

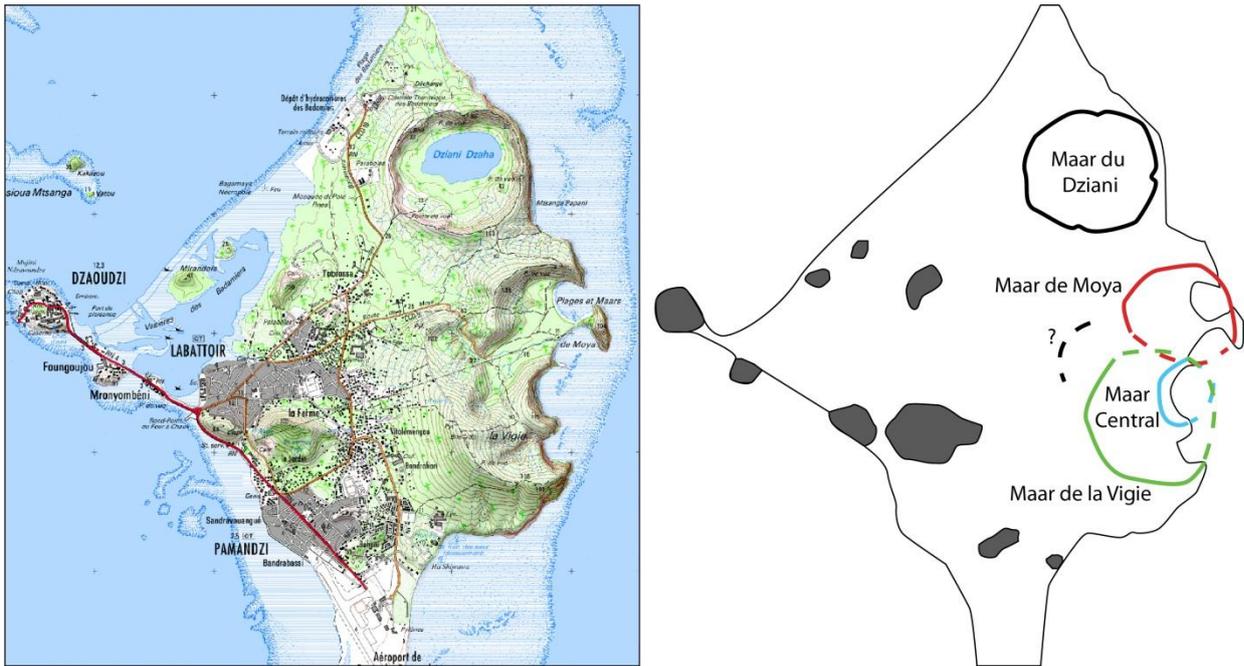


Figure 35 - Extrait du scan25 de l'IGN de Petite Terre (à gauche) et schéma interprétatif (à droite) sur lequel sont reportés les principaux édifices phréatomagmatiques identifiés au cours de cette étude.

Par ordre chronologique, depuis le plus vieux jusqu'au plus récent : le (les ?) maar de la Vigie, le maar de Moya, le maar Central et le maar du Dziani Dzaha, qui est probablement l'édifice le plus jeune de Petite-Terre.

La partie Nord-Est de Grande-Terre a elle aussi été le siège de plusieurs épisodes explosifs dont il subsiste les dépressions morphologiques circulaires des maars de Kavani et de Kawéni ainsi que de nombreux dépôts lités d'origine phréatomagmatique. Les dépôts du cratère de Kawéni – connu comme le dernier évènement magmatique de Grande Terre - sont les plus spectaculaires par leur étendue et la taille des blocs projetés. Ils se localisent essentiellement au Nord-Est du cratère jusqu'à une distance de plus d'un kilomètre et une épaisseur pouvant dépasser la dizaine de mètres. Il s'agit de retombées de cendres, de lapillis et de blocs montrant souvent des figures d'impact ainsi que des niveaux à stratification entrecroisée traduisant des déferlantes et coulées pyroclastiques. Cet épisode phréatomagmatique montre des niveaux à lapillis accrétiés. Ils contiennent des cumulats d'olivine et pyroxène et des téphrites. Les analyses chimiques des ponces de cet épisode montrent que ce sont des téphrites peu différenciées (Debeuf, 2004). Le dépôt phréatomagmatique du maar de Kawéni affleure très bien en front de mer ou à Majikavo Koropa au Rond-Point Jumbo Score (LAT = -12,7567; LONG = 45,2331). Cet affleurement situé en bord de route sous le parking du supermarché montre un escarpement de 2 m de haut taillé dans des dépôts de maars.

Le second dépôt majeur est associé au maar de Bandrajou où des retombées de cendres reposent sur des coulées de téphrites. Ces dépôts contiennent des blocs pouvant atteindre 50 cm de diamètre avec des figures d'impact permettant d'en déduire la source.

Au niveau du maar de Kavani, les dépôts pyroclastiques ont été érodés et ne sont plus visibles. Les dépôts pyroclastiques sur la crête entre Kavani et Kawéni sont attribués au maar de Kawéni.

En bordure de RN 1, entre Majikavo Koropa et Koungou, un niveau cendreux clair -d'une vingtaine de centimètres- à ponces apparaît au sein d'une série volcano-sédimentaire fossilisée

par une coulée de lave. Les ponces sont centimétriques et probablement de nature téphritique à phonolitique. Debeuf (2004) signale aussi un niveau de cendres litées riches en ponces téphritiques à amphiboles et montrant des blocs cumulatifs à pyroxène et olivine au Sud de Trévani. Les édifices à l'origine de ces dépôts sont difficile à identifier mais les caractéristiques peu communes de ces niveaux pourraient en faire de bon niveaux-repères.

Toujours le long de la RN1, entre Dzoumonyé et Bouyouni, dans le virage après avoir traversé la Mro Oua Maouéni en venant du Sud, on note la présence de dépôts cendreaux sur une centaine de mètres environ. Ces derniers se présentent sous forme de bancs d'une épaisseur comprise entre une dizaine de centimètres et 2 m, à la manière de strates de roches sédimentaires. Ces niveaux se sont probablement formés lors d'un même épisode éruptif, et sont composés principalement de cendres marron-beiges à grisâtres où les éléments les plus grossiers (millimétriques) montrent un granoclassement normal (croissant vers le bas des bancs). Ces fragments sont du pyroxène, de petits clastes de basalte, ou des éléments non identifiés ; Debeuf (2004) y souligne aussi la présence de petites ponces. Des fossiles relativement bien préservés de plantes poreuses ont aussi été retrouvés : ces derniers traversent les limites de bancs, ce qui suggère une mise en place douce des dépôts, sous forme de retombées par exemple. L'aspect régulier des bancs suggère quant à lui que ces cinérites se sont indurées en milieu aquatique : la position de l'affleurement pourrait indiquer que le dépôt s'est mis en place dans une plaine d'épandage côtière morphologiquement proche de la mangrove actuelle qui borde l'affleurement (Debeuf, 2004).

Lorsque la recharge en eau des maars est insuffisante ou lorsque la source en eau tend à s'épuiser, et si le magma est basaltique, les dépôts deviennent progressivement transitionnels entre phréato-magmatiques et stromboliens (cf. ci-dessous), ce qui se traduit par des intercalations de strates stromboliennes au sein de niveaux de dépôts phréato-magmatiques. Cela semble par exemple être le cas le long de la route qui remonte de Kavani en direction de Kawéni. Dans ce cas-là, c'est le faciès dominant qui a été cartographié.

²Brsc – Projections scoriacées (cônes stromboliens) de Petite Terre et de Mamoudzou

Des cônes de scories d'un diamètre de 500 m au maximum sont particulièrement abondants et bien préservés au Nord Est de Mayotte :

- autour de Mamoudzou : pointe Mahabou et Majikavo Lamir ainsi que Kavani ;
- un petit édifice à Koungou ;
- entre Grande Terre et Petite Terre : les cônes stromboliens des « quatre frères » et de « Monyé Amiri – Kakazou – Vatou » ;
- sur Petite Terre : Dzaoudzi, Mronyombéni, Totorossa, Sud Labattoir, la Ferme et Sandravouangué.

La roche qui les compose est rougeâtre et formée d'une multitude de fragments de lave vésiculée de toutes tailles (parfois même métriques) appelées « scories » et agglomérées les unes aux autres. Il est possible de trouver quelques bombes volcaniques, parfois allongées « en fuseau », typiques d'une activité dite « Strombolienne ». Ces pointements sont les restes de cônes de scories stromboliens, édifiés au cours d'éruptions sans doute relativement courtes dans le temps, potentiellement différentes les unes des autres et mettant en œuvre un magma basique (pauvre en silice). Ces cônes se forment directement autour du cratère, par accumulation de matériel projeté en l'air par des explosions faibles à modérées. Les magmas

basiques étant fluides, les gaz s'en échappent facilement et des coulées de laves peuvent être associées aux cônes de scories stromboliens comme par exemple au lieu-dit « Le jardin » à Labattoir où une carrière a exploité une roche dure massive bleutée pour du granulat : il s'agit d'une coulée de lave basaltique, qui part du cône et semble s'écouler vers l'Ouest. La teinte de ces scories volcaniques est le plus souvent grise à noire mais elle peut virer au rouge lorsque l'oxydation du fer contenu dans la lave s'est effectuée à chaud, soit à proximité du centre d'émission, soit du fait d'éruptions successives ayant maintenu une température ambiante élevée dans les dépôts. Les cônes scoriacés de la pointe Mahabou et Majikavo Lamir sont formés par des basaltes à olivine vacuolaires. Les centres d'émission (cheminées) de la pointe Mahabou peuvent être observés dans le Sud de la presqu'île sur le bord de mer.

Les dépôts scoriacés sont parfois recouverts par les dépôts ponceux clairs qui sont associés aux retombées pyroclastiques qui ont formés les cratères d'explosion phréatomagmatique de Kavani et de Kawéni et ceux de Petite Terre.

¹Brsc - Projections scoriacées anciennes (cônes stromboliens)

L'activité strombolienne n'est pas limitée aux alentours de Mamoudzou et de Petite-Terre mais apparaît aussi interstratifiée dans les séries laviques de Grande Terre. C'est le cas par exemple à :

Mont Digo

Au Nord de Combani, le mont Digo (Mlima Digo en mahorais) est un petit massif culminant à 255 m, qui s'individualise morphologiquement très bien des surfaces planes qui l'entourent. Situé sur un seuil entre les grands ensembles du Mtsapéré (à l'Est) et du Nord-Ouest, le Digo est un édifice volcanique à part entière.

Les lithologies rencontrées sur les hauteurs du massif sont principalement des tufs à blocs scoriacés, d'une puissance importante (de l'ordre de la dizaine de mètres à l'affleurement). Ils sont riches en bombes volcaniques fusiformes au cœur vésiculé et présentant une bordure de trempe nette. La présence de ces dernières indique que le massif du Digo correspond à un ancien cône - ou ensemble de cônes - de scories. Les dynamismes classiquement associés à ce genre d'édifice sont respectivement dits « Hawaïens », dans le cas où un/plusieurs cônes de scories soudées se forment le long de fissures éruptives et « Stromboliens » dans le cas où le/les édifices sont associés à des points d'émissions centrés et à une activité plus explosive. Les bombes renvoient cependant préférentiellement vers une activité de type Strombolienne.

Passi Kéli

Au-dessus du village de Passi Kéli (versant Est), au Sud d'un pointement phonolitique,affleure un important dépôt de scories bien visible dans le paysage. Il s'agit d'une brèche à éléments scoriacés riches en pyroxène et qui passe progressivement vers le haut à des coulées peu épaisses de basalte très riche en phénocristaux de pyroxène puis des coulées de basalte à clinopyroxène et olivine.

Poroani

Cet affleurement décrit par Debeuf (2004) est un petit dépôt scoriacé quiaffleure sur quelques mètres d'épaisseur au niveau de la pointe littorale Nord de Poroani surmontée par une falaise de basaltes à olivine et basaltes à pyroxènes. Il yaffleure :

- une brèche d'explosion, elle-même composée de blocs de néphéline, de roches scoriacées, de téphrite, de cumulats d'amphibole-pyroxène pris dans un ciment cendreuse. Cette zone est recoupée par un dyke vacuolaire subvertical de 1 m de large orienté N010, très riche en cumulats de pyroxènes et amphiboles ;
- après l'absence d'affleurement sur 150 m, apparaît une brèche scoriacée riche en bombes volcaniques, minéraux libres de pyroxènes et en fragments de roches sédimentaires (fragments de grès, arkose, de taille inférieure à 10 cm déterminés par Debeuf, 2004).

Chiconi/ Sohoa

Les affleurements situés sur les hauteurs à l'Est de la localité de Chiconi, notamment le long du chemin qui part du château d'eau en direction du Choungui Sohoa vers le Nord et autour des réservoirs du point côté 167 m (cf. scan25 ; IGN, 2008), permettent d'observer des agglomérats plus ou moins soudés et altérés de fragments de lave vésiculés de toutes tailles (centimétriques à décimétriques), typique de dépôts scoriacés de projections stromboliennes. La forte puissance des formations (jusqu'à 4-5 m à l'affleurement), et la couleur rouge des scories souligne le faciès sans doute proximal des dépôts. Les crêtes à l'Est de Chiconi sont ainsi armées par les restes de petits cônes stromboliens, sans doute spatialement assez proches les uns des autres et possiblement coalescents. L'érosion et l'altération généralement importante des formations empêchent de repérer les limites précises des anciens édifices ou d'en délimiter les cratères mais il est cependant probable que des coulées de laves soient associées à ces derniers. Les épaisses coulées de l'ensemble lavique de Hapandzo, toutes proches, pourraient ainsi –au moins en partie– être issues des événements situés aujourd'hui sur les hauteurs de Chiconi.

Un peu plus au Nord-Ouest, au niveau de la pointe rocheuse du village de Sohoa, l'océan s'est attaqué à un petit édifice de la même nature que ceux visibles sur les hauteurs de Chiconi : un cône de scories strombolien. L'érosion marine permet ainsi de voir à l'intérieur d'un volcan : des restes de dykes ainsi que ce qui semble être le départ d'une coulée de lave sont ainsi visible le long de la côte. Des affleurements scoriacés typiques sont aussi visibles autour de l'école située au sommet de ce petit cône strombolien.

Pointe de Handréma et îlots Choazil

La pointe de Handréma, tout au Nord de Mayotte, se distingue par la présence de dépôts stromboliens rougeâtres assez puissants, représentant les vestiges altérés de ce qui devait sans doute être un ensemble de cônes de scories plus ou moins coalescents. La pointe semble ainsi armée par ces édifices alignés NE-SE ainsi que par les nombreux dykes qui viennent les recouper. Les îlots Choazils tous proches sont eux aussi en grande partie formés par d'anciens cônes de scories plus ou moins démantelés par l'érosion.

Brc – Brèches riches en cumulats de Bandrélé, îlot Bambo et de Bambo Ouest

Ces brèches riches en cumulats affleurent en plusieurs endroits de la partie Sud de l'île. L'affleurement le plus remarquable est situé au niveau de la pointe de Bambo Ouest dans la presqu'île de Bouéni. La brèche affleure également sur l'îlot Bambo ainsi qu'à la pointe de Bandrélé où elle a été décrite par Debeuf (2004). À Bambo Ouest elle est constituée de plus de 20 mètres d'épaisseur de brèche indurée constituée de plus de 30% de blocs centimétriques à décimétriques pris dans une matrice très fine. La caractéristique de cette brèche est sa richesse en cumulats et la spécificité de leur nature (ijolites dont la proportion entre les pyroxènes, néphélines, apatites, biotite et sphène varie ; pyroxénites ; amphibolites). La taille de ces

cumulats se répartie du mm à 50 cm. On note aussi la présence de fragments de néphéline dont les néphélines sont de taille supérieure à 5 mm. La brèche présente par ailleurs des scories, des blocs de basalte à pyroxène et des gabbros à amphiboles. Des brèches de brèches sont aussi présentes. Localement, des empreintes de troncs d'arbre dont un de taille métrique ont été observées. Des niveaux fins sont présents vers la base et au sommet du dépôt. Des figures d'érosion ont été observées avec des stratifications entrecroisées. Le dépôt est interprété comme le résultat d'une activité explosive qui ramone une unité plutonique sous-jacente. L'ensemble repose sur un ensemble de coulées de basaltes scoriacés et de téphrite. À la pointe de Bandrélé la brèche repose sur une série de coulées de laves de basalte ankaramitique, de basaltes à phénocristaux d'olivine et pyroxène et de basaltes plus différenciés à pyroxène et amphibole surmontée d'un niveau cendreuse fin sur environ 3 mètres. Elle est recouverte par une coulée de néphéline. À l'îlot Bambo la brèche est directement recouverte par une coulée de basalte à olivine et pyroxène fortement zéolitisé et recoupé d'un dyke de néphéline d'une puissance d'un mètre et orienté E-W.

Tfs - Tufs indifférenciés (projections et écoulements intercoulés)

De petites lentilles de tufs et de tufs à lapillis et blocs, généralement basaltiques, ont été regroupés sous l'appellation « tufs indifférenciés ».

Ainsi, par exemple, à la pointe de Ngouja affleurent deux épaisses unités bréchiques indurées (de plus de 5 m d'épaisseur) séparées par plusieurs niveaux pluricentimétriques de cendres et de scories finement litées et granoclassées. Des cinérites fines passent progressivement à l'épaisse unité bréchique supérieure qui renferme des fragments de taille quelquefois métrique de basalte à olivine, des fragments de basalte à pyroxène, des néphélines et des fragments trempés de basalte à pyroxène. L'ensemble est interprété comme ayant une origine phréatomagmatique avec quelques passées stromboliennes à l'origine des fins niveaux scoriacés. L'ensemble de l'unité bréchique est surmontée par une épaisse coulée de plus de 10 m d'épaisseur de basalte à clinopyroxène.

Ci – Cinérites

Ces dépôts de cendres affleurent sur les pentes du Mtsapéré. Elles sont finement litées et peuvent atteindre plusieurs mètres de puissance. Les dépôts affleurent essentiellement à la faveur de valons fortement incisés. Généralement légèrement consolidés, ils résistent difficilement à l'érosion. Le litage varie en fonction de la granulométrie des dépôts, il peut se former de fines laminations de quelques millimètres d'épaisseur pour les dépôts les plus fins à quelques centimètres pour les plus épais. Selon la localisation, les dépôts sont plus ou moins fins ou grossiers et constitués de cendres parfois granuleuses. Les dépôts les plus grossiers ont été vus au niveau de la crête située à 1 km au SSE du sommet au niveau du sentier d'accès par le Sud depuis Vahibé. Les dépôts affleurent bien et sont observables en de multiples endroits accessibles au niveau de la route qui mène à la maison du gouverneur depuis Mamoudzou ; ainsi qu'au Sud de la carrière de Doujani. Dans les dépôts, il ne semble pas y avoir de phases d'érosion, les laminations sont planes, parallèles et témoignent d'une accumulation relativement rapide de cendres sans phase érosive majeure entre les strates. Sur les versants Sud du Mtsapéré, bien que cela n'ait pas pu être directement observé sur le terrain, il semble que les dépôts soient précoces par rapport à la mise en place des coulées et des dômes de phonolites.

5. Description des formations superficielles

Les formations superficielles correspondent à l'ensemble des formations géologiques affleurantes à sub-affleurantes dont la genèse ou les propriétés actuelles résultent de processus supergènes (interaction entre la lithosphère et l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère), quel qu'en soit l'âge. Ces formations regroupent :

- les formations superficielles autochtones issues de processus d'altération supergènes ;
- les formations superficielles allochtones qui regroupent l'ensemble des dépôts sédimentaires issus de processus d'érosion et de transport et n'ayant pas subi de diagenèse d'enfouissement.

5.1. FORMATIONS SUPERFICIELLES ALLOCHTONES

Les formations superficielles allochtones correspondent à des accumulations gravitaires de matériaux. Les principaux vecteurs de transport sont l'eau et la gravité. Les matériaux sont d'autant plus mobilisables que l'altération est poussée et que la pente est importante. L'impact d'une pluviométrie élevée et intense par période contribue à la mobilisation de matériaux en grande quantité et de taille importante.

5.1.1. Dépôts anthropiques

X – Remblais anthropiques

Les dépôts anthropiques correspondent à toutes les formations géologiques très largement modifiées et/ou induites par l'homme, comme par exemple les remblais, les décharges ou les digues. Il est important de noter que la plupart des aires urbaines reposent sur des épaisseurs plus ou moins importantes de dépôts anthropiques. Les limites de ces derniers sont très difficiles à cerner en l'absence de sondages, et ce à cause du manque d'affleurements liés à l'urbanisation elle-même.

5.1.2. Formations alluvionnaires

Le réseau hydrographique mahorais

De par sa taille modeste et son relief accidenté, l'île de Mayotte présente un réseau hydrographique très ramifié constitué principalement de ravines peu profondes. L'érosion régressive a découpé l'île en un grand nombre de bassins versants de petite taille drainés par des ravines dans lesquelles l'écoulement est généralement temporaire et limité aux épisodes pluvieux.

On dénombre une vingtaine de rivières pérennes dont seulement dix possèdent une superficie de bassin versant supérieure à 5 km². Le principal cours d'eau est l'Ourovéni avec un linéaire de 13,9 km pour une surface drainée de 23,3 km².

Les rivières pérennes de Mayotte présentent une répartition hétérogène et sont localisées essentiellement dans le Nord et le Nord-Ouest de l'île. Le Sud, moins arrosé, est plus sec.

Petite Terre et l'îlot de Mtsamboro ne possèdent pas de cours d'eau pérenne, seulement des écoulements très temporaires accompagnant les principaux événements pluvieux.

Morphologie des cours d'eau

Les cours d'eau à Mayotte ont à peu près un profil identique :

- une partie amont présentant une forte densité de drainage avec un réseau constitué de ravines à fortes pentes favorisant un régime torrentiel venant successivement entailler les allotérites, les isaltérites et les colluvions et traverser en cascades les seuils rocheux créés par les dykes, les coulées de laves basaltiques encore saines ou encore les affleurements de phonolite ; les lits ne sont pas pérennes et peuvent migrer au gré des apports sédimentaires ;
- dans la partie aval, la pente se réduit brutalement, transformant les torrents en petites rivières. Le cours d'eau se déverse dans la plaine alluviale, axe de transfert des eaux vers le lagon, présentant des terrains que le cours d'eau entaille parfois profondément et dans lesquels il peut construire des méandres ;
- l'embouchure est souvent colonisée par la mangrove, présentant un grand intérêt écologique de par sa richesse faunistique et floristique et dont le rôle de protection n'est plus à démontrer (piège à sédiments, filtration des pollutions, maintien du trait de côte, habitat, frayère, etc.).

Le système alluvionnaire représenté sur la carte géologique comprend à la fois la zone d'emprunt des matériaux (situé en amont), leur zone de transport et leur zone de dépôt (située dans les parties avales du système). Ainsi, dans les zones amont et/ou au niveau de padzas le système alluvionnaire est très réduit ou inexistant et les ravines peuvent couler directement sur le substratum.

D'un point de vue lithologique, le système alluvionnaire est composé de deux types d'alluvions :

- les alluvions torrentielles à blocs pouvant être de très grande taille (quelquefois plurimétriques). Les blocs, anguleux à arrondis, échantillonnent l'ensemble des formations volcaniques situées à l'amont et sont ainsi quelquefois très polyolithologiques. Affleurant à sub-affleurant dans les parties amont du réseau hydrographique, ces alluvions grossières sont recouvertes par des alluvions fines dans les parties basses du réseau. Des accumulations de blocs peuvent donner naissance à des cônes de déjections, en bas de pente ou au niveau d'un replat topographique. Le lessivage des fines à la saison des pluies peut entraîner la formation d'amoncellements de type chaos rocheux ;
- les alluvions fines sont des limons bruns, plus ou moins argileux, fertiles et donc très recherchés pour l'implantation de cultures. Au sein de vallées perchées (rivière barrée par une coulée de lave ; par exemple : vallée de la Coconi) ou aux débouchés littoraux des grandes rivières de l'île (Dembéni, Dapani, Mronabéja,...), de larges plaines alluviales aujourd'hui souvent en incision présentent des épaisseurs importantes d'alluvions (de l'ordre de la dizaine de mètres à l'affleurement). Ces dernières présentent des coupes le long desquelles il est quasi systématique d'observer les alluvions limoneuses fines reposant sur des paléo-alluvions torrentielles indurées grossières à sableuses.

Fz - Alluvions indifférenciées

Du fait de la superposition des alluvions fines sur les alluvions torrentielles sableuses à conglomératiques dans le fond des vallées et le passage progressif aux cônes de déjection et aux alluvions torrentielles en zone de pente, il n'a pas été possible de différencier de manière cartographique les différentes lithologies.

La puissance des séries alluvionnaires fines peut atteindre plusieurs mètres. Dans les vallées principales elles peuvent atteindre 3 m. Très mal stratifiées, elles sont très perturbées par les systèmes racinaires. Ces alluvions fines recouvrent les alluvions grossières systématiquement présentes et dont l'épaisseur varie très fortement.

Fy - Alluvions anciennes indifférenciées

Localement des alluvions anciennes sont présentes en placages reliques sur les versants. Ainsi, à l'amont du village de la Kwalé, la vallée de la Kwalé s'élargit. De part et d'autre de la vallée et jusqu'à 35 m au-dessus du lit actuel, sont présentes des alluvions grossières de type conglomératique. Elles sont recouvertes partiellement par des colluvions et elles sont généralement très altérées.

5.1.3. Formations de pente

C - Colluvions

Les colluvions sont des dépôts de versant, issus du fluage plus ou moins lent de matériaux sur une pente sous les effets combinés de la gravité et du climat (précipitations notamment). Ces dernières drapent les flancs des reliefs. Leur puissance qui tend à augmenter vers l'aval, est très variable et peut atteindre la dizaine de mètre d'épaisseur au niveau de zones d'accumulation particulières.

Souvent riches en matière organique, incorporée lors du fluage, ces dépôts sont rougeâtres à bruns et peuvent être riches en blocs. Cette richesse en bloc est dépendante des matériaux à la source des colluvions et de leur évolution. De brusques variations latérales de faciès sont courantes et limitent la précision de la cartographie. Les fortes densités de blocs se retrouvent néanmoins à proximité de roches saines (piton phonolitique, coulée de lave, etc.) ou de saprolites peu évoluées du faciès « à boules ». Lorsque les colluvions remanient des allotérites, elles ont une couleur rouge brique légèrement brunâtre et elles peuvent parfois être confondues avec ces dernières. En bas de pente, le système alluvionnaire évacue les dépôts de versants et crée un « appel au vide », responsable du fluage vers l'aval de la partie superficielle des terrains : le réseau hydrographique est ainsi très souvent entouré de colluvions, voire totalement creusé dans des colluvions.

Différents faciès de colluvions peuvent être issus d'un même matériau de départ, qui se différencie au fil du temps par un tri gravitaire plus ou moins poussé et affectant les fractions les plus grossières des terrains. Ces faciès n'ont généralement pas pu être séparés les uns des autres dans le cadre de cette cartographie du fait des brusques variations latérales de faciès qui les caractérise. Les colluvions à blocs recouvrant certaines pentes des massifs les plus récents ont cependant pu être délimitées. Ainsi, à Mitséni, le long de la Route Nationale 1 (LAT = -12,7372 ; LONG = 45,1521) affleurent des colluvions à blocs dont la particularité est d'être composées de fragments de prismes emballés dans une matrice rouge brique. Ces derniers indiquent la présence proche d'une coulée prismée, sans doute à quelques mètres sous la surface.

Les colluvions fines se forment par remobilisation d'altérites très évoluées de type allotérites et/ou par soustraction des fragments rocheux de colluvions à blocs. Leurs caractéristiques principales sont ainsi la faible proportion de blocs (<10 %) et une couleur rouge brique à ocre, ce qui les rend quelquefois très difficiles à différencier des allotérites *sensu stricto*. Pour trancher, il est néanmoins possible de rechercher de petits fragments de roche : si le contact entre la roche et la matrice est net, il s'agit de matériel remobilisé et donc de colluvions. Par ailleurs, la matrice des colluvions est généralement moins compacte que celle des allotérites.

Les colluvions fines remanient en leur sein la matière organique superficielle et constituent souvent de bons sols propices à l'agriculture, l'absence de bloc rendant le travail des champs plus aisé.

Ces formations reposent directement sur le substratum avec un contact quelquefois net.

E – Éboulis

Les éboulis sont des accumulations de blocs, généralement en pied d'escarpements, produits et alimentés par la chute répétée de fragments rocheux de tailles et de natures différentes en fonction de leur source. Ils sont souvent concentrés au pied des pitons abrupts de phonolite, des escarpements et falaises situées au sein de ravines ou en de bord de mer. Les éboulis sont rares et pour la plupart fossiles. Aucun grand éboulis actif n'a été repéré au sein de la zone d'étude. ...

Ec – Dépôts d'écroulements

Dans les zones où les reliefs sont accidentés, notamment ceux tournés vers la façade maritime, l'érosion s'effectue par des écroulements d'escarpements. Les dépôts associés à ces écroulements se présentent sous la forme d'amas de blocs hétérométriques pouvant atteindre plusieurs mètres de diamètres. Le dépôt n'est pas trié, bien que les blocs les plus gros aient tendance à se situer en surface. Les particules de plus petites tailles forment la matrice : elle est généralement peu compacte, poreuse et hétérogène. La constitution et la taille des blocs et de la matrice sont directement liées à la nature des roches qui constituent l'escarpement dont est issu le dépôt. De manière générale, les dépôts aux pieds de toutes les pentes fortes de l'île sont constitués en partie par des dépôts d'écroulements. Il n'est cependant pas possible de les distinguer aisément et ils sont donc généralement associés aux colluvions de pente qui les recouvrent. En amont, les falaises qui surplombent ces dépôts sont généralement totalement dénudées et montrent une cicatrice semi-circulaire caractéristique des zones d'arrachements.

Deux dépôts d'écroulement ont été cartographiés dans la partie Nord-Ouest de l'île, ils sont situés à Acoua et à Mtsamboro. Au Sud, c'est au niveau de la presqu'île de Bouéni qu'a été cartographié un dépôt d'écroulement au pied du versant occidental du piton Boungoudravani.

Cb - Colluvions à blocs

Il s'agit de colluvions riches en blocs (10 à 60 %) de natures, de formes et de tailles très variables, emballés dans une matrice latéritique rouge-orangée-ocre. Le terme « bloc » peut désigner selon les cas : des boules ou fragments de basaltes, des blocs lapiazés d'ankaramites ou de téphri-phonolite et des blocs anguleux de phonolite. La forme et la patine des blocs est un bon indicateur de leur nature pétrologique. Les colluvions à blocs ont tendance à se trouver préférentiellement en position basse sur les versants, dans les paléo-ravines et, de manière générale, sous les colluvions plus fins.

Les pentes des massifs récents telles que celles du Mtsapéré ou encore de certains monts comme celui de Combani par exemple sont recouverts de colluvions à blocs pouvant contenir une très grande proportion de blocs de grande taille, souvent jointifs et entre lesquels une matrice silo-graveleuse est présente. Dans le cas du remaniement de phonolites, les blocs sont en forme de dalles quelquefois empilées. Dans le cas des basaltes ankaramitiques, les blocs sont plus arrondis et la matrice est plus abondante. Sur la carte géologique, le caisson colluvions à blocs regroupe aussi les chaos à blocs.

Les chaos de blocs

Le terme chaos de blocs désigne des concentrations très importantes (60 à 100 %) de blocs pouvant être de très grande taille (métrique ou au-delà). Elles se localisent soit en bas de pente, généralement à la confluence entre plusieurs ravines, soit sur les flancs de crêtes et sont souvent des terrains alloués à la culture de l'ylang-ylang.

Leur origine peut être double : il peut s'agir 1) d'éluvions (formations résiduelles n'ayant pas ou peu subi de transport et issues du démantèlement in situ de roche saine) et ainsi témoigner de la proximité de roche dure en sub-surface ; 2) de l'évolution ultime des colluvions. La transition entre chaos à blocs et colluvions à blocs est alors progressive (par soustraction progressive de la matrice argileuse).

La position des chaos peut renseigner sur leur mode de mise en place : ceux situés sur les crêtes pourraient ainsi en général être des éluvions et ceux situés en bas de pente, le stade ultime de l'évolution des colluvions. La taille très importante de certains blocs (jusqu'à 10 m de diamètre) dans des chaos de bas de pente implique néanmoins que la source des matériaux doit être proche du lieu de dépôt.

BR GL – Brèches et panneaux glissés

Le fort couvert végétal et l'altération intense des terrains font que les glissements de terrain de grande ampleur sont difficiles à mettre en évidence. De petites occurrences de dépôts bréchiens, n'impliquant que quelques dizaines de mètres cubes de matériaux sont néanmoins très fréquents, notamment au niveau de terrassements anthropiques (bordures de route) ou au niveau de la ligne de rivage lorsque celle-ci est escarpée.

Plusieurs dépôts de brèches et de panneaux glissés peuvent cependant être mis en évidence sur le pourtour de l'île. Ils résultent de déstabilisations de flancs et contribuent à l'érosion du massif volcanique.

L'un des dépôts de glissement observé de manière quasi-certaine est celui affectant le Choungui Sohoa. Il s'est produit récemment au niveau du flanc Nord de l'édifice et possède des dimensions d'environ 500x300x70 m pour un volume total de l'ordre de 10 millions de mètres cubes.

Au Nord de l'île, au niveau du terrain de football de Mtsangamboua, une série de panneaux glissés et de brèches affleure. Elles sont liées au glissement d'un panneau de plusieurs centaines de mètres de longueur allant jusqu'à Bandraboua vers la mer. Ce glissement est à l'origine du tracé très rectiligne de la côte dans ce secteur. Le dépôt est peu épais et n'affleure bien que dans le village de Mtsangamboua et au niveau du stade au lieu-dit Bouchini.

À l'Est du mont Maévadoani, depuis Passamaïnti jusqu'à Tsararano est présent, sur l'intégralité de la pente, une brèche matricielle à éléments roulés. Vers la côte, les villages de Tzoundzou 1 et plus particulièrement Tzoundzou 2 sont bâtis sur des brèches localement matricielles mais

qui peuvent aussi se présenter sous la forme de coulées plus ou moins déstructurées et où les plans de stratification sont très variables en direction et peuvent passer latéralement à la brèche matricielle. Ces ensembles correspondent à des mégablocs, ou panneaux glissés délimités par des failles orientées NNE-SSW bien visibles au niveau de Tzoundzou 2.

À Ironi Bé et sur la route menant à Tsararano, on peut observer un grand nombre de failles plates légèrement inclinées vers le NNE et avec des stries de glissement NNE. Ces failles correspondent à la semelle du glissement à l'origine de la mise en place de la brèche.

À l'échelle de l'île, un inventaire des aléas mouvements de terrain a été réalisé et est mis à disposition sur le site internet <http://ddrm.mayotte.pref.gouv.fr/>.

5.1.4. Formations de plage

Les dernières activités volcaniques de Mayotte interviennent alors qu'une barrière corallienne est déjà en place comme le montrent les nombreux fragments coralliens pris dans les dépôts de cendres et de ponces de Petite Terre. Cette barrière, continue au Nord-Est et à l'Ouest, est échancrée de plusieurs passes correspondant au débouché de l'ancien réseau hydrographique (dont on retrouve les tracés sur le fond du lagon).

Des récifs frangeants se développent sur les pointes de l'île, alors que les fonds des baies sont envahis par un mélange de limons sableux où s'installe la mangrove. Le fond du lagon, profond en moyenne de 20 à 40 m, est couvert de vase.

Les sables côtiers en plages se localisent surtout sur les côtes exposées à la houle du large, c'est-à-dire face aux passes : les faciès sont généralement d'autant plus grossiers que la plage se situe à proximité d'une passe. Les plages des fonds de baie sont composées soit de sable corallien soit plus généralement de sable basaltique ou d'un mélange des deux.

Les sables lagunaires se retrouvent sur la bordure interne de la barrière et proviennent de la destruction du récif par la houle. Au débouché (interne) des passes Sud, surtout (ouvertes aux houles d'alizés), et de l'Ouest, se développent des accumulations de sable corallien formant des cayes. Ces formations situées pour la plupart sous la limite des plus hautes mers n'ont pas été cartographiées.

Sb – Sables

Seules les formations littorales situées au-dessus de la limite des hautes eaux ont été cartographiées.

L'ensemble des formations de plage ont été rassemblés dans ce caisson. Il s'agit de sable corallien, généralement de couleur blanche à beige et de sables d'origine volcanique dont les éléments dépendent des matériaux sources. On trouve notamment des sables noirs contenant parfois des accumulations de cristaux de clinopyroxènes, d'olivine et de magnétite, plus ou moins triés. La variabilité de composition de ces sables couvre l'ensemble de la palette minérale de l'île et ces derniers sont plus ou moins riches en argile. Localement des cordons de galets sont présents.

5.2. FORMATIONS SUPERFICIELLES AUTOCHTONES

Il s'agit de ce que l'on appelle communément les altérites. À Mayotte elles sont essentiellement issues de l'altération de matériaux volcaniques. L'altération est de type latéritique. La genèse

des profils latéritiques est liée à la percolation des eaux météoriques qui, sous climat chaud et humide, provoquent le lessivage des roches mères. Les éléments chimiques les plus solubles sont extraits, mis en solution et exportés tandis que les éléments les moins solubles se concentrent différenciellement sous la forme d'oxy-hydroxydes de fer et aluminium.

La plupart des faciès latéritiques montrent la même tendance évolutive de la base vers le sommet avec un enfoncement vertical du paysage et un emboîtement progressif des différents ensembles les uns dans les autres (Figure 36). Ainsi de la surface vers la roche mère se distinguent :

L'**allotérite**. Les structures de la roche mère ne sont plus visibles. La roche se présente sous forme d'une masse compacte rouge à orangée (niveau 1 de la figure 37). Les analyses minéralogiques effectuées révèlent une disparition complète des minéraux volcaniques primaires. L'allotérite est caractérisée par une importante diminution de volume de la roche.

La **saprolite évoluée**. Il s'agit d'une formation argilo-sableuse de couleur variable en fonction de la nature de la roche mère. Des boules très altérées y sont encore reconnaissables (niveau 2 de la figure 37). Les structures de la roche mère ne sont que partiellement conservées.

La **saprolite de transition** est située entre la roche mère saine fissurée et la saprolite évoluée (niveau 3 de la figure 37). C'est au sein de ce niveau que l'altération en boule des basaltes prédomine. Les premières traces de l'altération se marquent par une légère diminution de dureté et un léger changement de couleur. La microfissuration des roches s'accompagne de dissolutions et redistributions de matières. La roche est profondément fissurée et environ 20% des minéraux primaires sont altérés. Dans cet horizon, la plupart des minéraux néoformés occupent encore les contours des minéraux primaires et les structures de la roche mère sont conservées, ce qui lui confère aussi la désignation d'**isaltérite**. Les boules sont altérées avec des cortex ou écailles concentriques.

La **roche saine fissurée**, fracturée et partiellement altérée (niveau 4 de la figure 37). L'altération se développe le long des fractures et pénètre en descendant dans le substrat sain. La roche est cohérente et conserve ses caractères pétrographiques essentiels.

Le passage entre la saprolite évoluée et de transition se fait progressivement et peut parfois être très épais, avec plusieurs récurrences possibles. Ces deux horizons n'ont ainsi pas été distingués cartographiquement et regroupés sous l'appellation d'isaltérite.

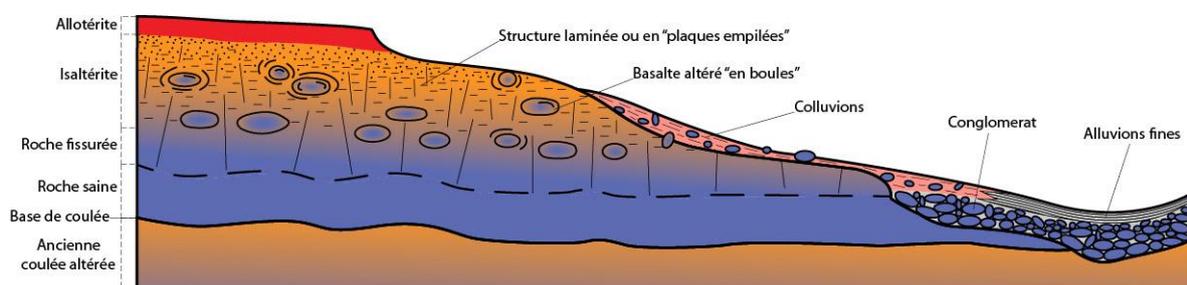


Figure 36 - Schéma conceptuel des formations superficielles autochtones (horizon fissuré, Isaltérite et allotérite) recouvertes par les formations superficielles allochtones (colluvions et alluvions) d'après Audru et al. (2010) modifié par R.A. Puyraveau.

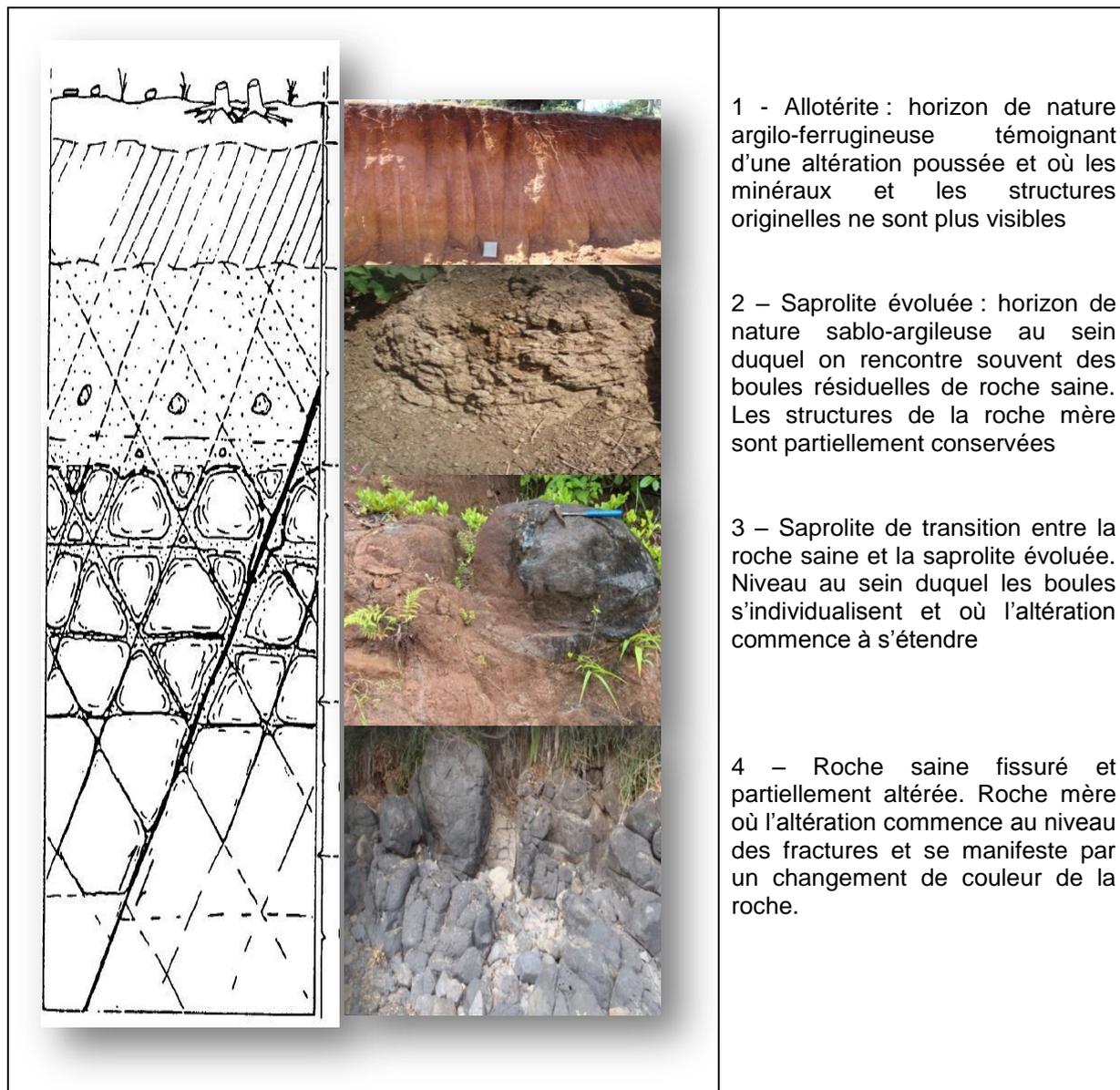


Figure 37 - Principaux horizons des profils d'altération de Mayotte sur substratum basaltique.

5.2.1. Allotérites

Les allotérites étant le stade ultime de l'altération des laves, la structure de la roche mère n'est plus reconnaissable et il est très délicat d'identifier les formations dont elles sont issues. La localisation géographique des allotérites et leur environnement géologique direct permet néanmoins, dans certain cas, de définir une roche mère potentielle. L'allotérite est principalement composée d'oxy-hydroxydes de fer qui lui confèrent sa couleur rouge brique caractéristique. En moyenne, les allotérites présentent entre 20 et 40 % de gibbsite, 10 à 20 % d'hématite, 10 à 20 % d'anatase, 5 à 15 % de goéthite, 5 à 15 % de maghémite et au maximum 10 % d'argiles (essentiellement de la kaolinite). De la magnésite et du microcline sont parfois rencontrés en traces.

Certains horizons présentent parfois des structures columnaires verticales. La structure interne est fine à très fine, quelques micro-agrégats de type granulaires sont parfois observés. Notons de très rares traces de manchons racinaires ferruginisés au sein des profils d'altération. Il est

surprenant de constater que les allotérites ne présentent macroscopiquement que de très rares traces de bio et pédoturbations.

Il existe une importante variabilité dans la répartition des allotérites sur l'île en fonction de la géomorphologie. Cette dernière est homogène dans la partie Sud de l'île avec de grands amphithéâtres séparés par de vastes crêtes qui se prolongent en caps au niveau de la mer. Les allotérites y ont été érodés et il ne subsiste que de rares vestiges de ces formations. Certaines zones du centre et du Nord de l'île présentent des vestiges d'un ancien modelé en planèzes, aujourd'hui fortement incisé au sein desquelles subsistent des plateaux. Ce sont ces paléo-surfaces préservées de l'érosion qui ont permis la conservation de la plupart des allotérites et qui expliquent les différences de répartition entre le Nord et le Sud de Mayotte. Les épaisseurs d'allotérites à l'affleurement dépassent rarement 2 ou 3 m sur l'ensemble de l'île.

Αβ - Allotérites de laves basiques et intermédiaires

Les allotérites de laves basiques et intermédiaires sont rouges-brique, grumeleuses (présence ponctuelle d'agrégats), compactes, avec une tendance colonnaire en surface et très peu ou pas bioturbées.

Elles ont presque entièrement été décapées par l'érosion dans le Sud de l'île et au niveau des flancs du massif du Mtsapéré tandis que leur proportion augmente sensiblement à mesure que l'on se déplace vers le centre, l'Ouest et le Nord de l'île pour arriver à de très fortes concentrations en allotérites au niveau des paléo-surfaces de Combani par exemple. Les puissances de ces formations ne sont que rarement supérieures à 2 ou 3 mètres à l'affleurement.

ΑβFe – Allotérites de laves basiques et intermédiaires à grenailles Fe

Au Sud de l'île on note très localement la présence de « grenailles » ou graviers et nodules ferrugineux au sein de l'allotérite (comme observé à Kahani) ou nappant la saprolite (comme observé à Dapani). Ces nodules ferrugineux sont violacés à rouge ocre, parfois à éclat métallique, probablement goethitiques et hématitiques. Lorsqu'ils sont dans l'allotérite, ils sont dispersés au sein d'une matrice limono-argileuse. Leur taille est très variable, millimétrique à pluricentrimétrique. On les retrouve près de Dapani sur une petite butte d'une dizaine de mètres carrés nappant les saprolites et dispersés dans les ravines aux alentours. Deux hypothèses peuvent être proposées :

- ces nodules seraient le témoignage de l'existence d'une carapace ou cuirasse ferrugineuse de plusieurs centimètres d'épaisseur dont on ne retrouve aujourd'hui que le produit de démantèlement par dissolution sélective ;
- ces nodules étaient présents au sein d'une allotérite aujourd'hui décapée et sont isolés par séparation du fond matriciel.

Se pose la question de la préservation de cet horizon à Dapani. De gros blocs de plusieurs mètres de diamètre de basaltes ankaramitiques particulièrement frais sont retrouvés dispersés sur l'ensemble de la zone de padza. L'hypothèse envisageable pour ce site est une préservation de la carapace ferrugineuse par une coulée puis son démantèlement après l'érosion de la coulée basaltique supérieure protectrice.

Αφ - Allotérites de phonolites

Les allotérites sur phonolites sont grumeleuses, compactes et peu ou pas bioturbées. Leur couleur est légèrement différente des allotérites sur roche basique et tend quelquefois vers le rouge-sang (cf. Choungui Sohoa). Il est surtout aisé de les reconnaître lorsqu'elles surmontent des saprolites blanches caractéristique des phonolites. Il est possible que les allotérites de phonolites au sens strict, composées majoritairement d'argiles blanches de la famille des kaolins, soient mélangées avec des matériaux d'origines différentes. Des formations superficielles allochtones, de la matière organique ou encore des dépôts de retombées volcaniques basiques peuvent en effet venir draper les principaux massifs de phonolite de l'île et se mélanger aux allotérites de phonolite blanches qui les coiffent, donnant ainsi les teintes observées sur le terrain et expliquant le passage progressif du blanc franc de la saprolite au rose puis au rouge sang des allotérites. Afin d'être cohérent avec l'histoire principale des massifs de phonolites de l'île (à savoir leur mise en place et leur altération), et afin de bien individualiser ces derniers dans le paysage, les allotérites de phonolites représentées sur la carte peuvent, dans certains cas, englober une part plus ou moins importante des matériaux allochtones cités plus haut. Ces allotérites sont néanmoins clairement et principalement issues de l'altération d'une lave phonolitique et surmontent dans tous les cas une masse plus ou moins altérée de phonolite.

Présentes sur l'ensemble des pitons ou dômes de phonolite de la zone d'étude (notamment au niveau du dôme de Longoni, du Choungui Sohoa, des coulées du Mtsapéré), leur épaisseur est variable mais ne dépasse que rarement, là aussi, les 2 à 3 mètres à l'affleurement.

5.2.2. Isaltérites

À l'échelle de l'île et à l'échelle choisie pour la restitution de la carte géologique (1/30 000^{ème}) il est extrêmement difficile de rendre compte cartographiquement du détail dans l'horizon saprolitique. Le contexte volcanique est complexe et polyphasé et les configurations géomorphologiques sont très variables. Les faciès d'altération connaissent une grande variabilité tant spatiale (nature et épaisseur des altérites) que temporelle, avec quelquefois plusieurs niveaux d'altérites superposées.

Les cas simples montrent un profil d'altération unique développé à partir d'une roche mère massive (par exemple des phonolites). Mais le plus souvent il s'agit de cas complexes avec superpositions de coulées de nature différente (basalte aphyrique, basaltes scoriacés, basaltes ankaramitiques, ...). Dans ce type de contexte et suivant l'épaisseur des coulées et l'importance des phases d'altération entre coulées, les profils sont plus ou moins développés. Il est possible de rencontrer différents types de saprolites décrits ci-dessous.

Les données électromagnétiques acquises dans le cadre de ce projet les différencient bien et permettent d'estimer l'épaisseur des profils et la présence des allotérites qui sont très résistives.

Αβ - Isaltérites de laves basiques et intermédiaires

Les saprolites qui se développent sur les laves basiques ou intermédiaires peuvent avoir des teintes grises, beiges ou orangées. Généralement bien compactes et plus résistantes à l'érosion que les allotérites, elles forment la plupart des padzas (bad-lands) de l'île. En fonction du niveau d'altération et du type de lave, il est fréquent de retrouver des boules de roches saines emballées dans une matrice granuleuse et argileuse, qui se débite parfois en « pelure d'oignon » autour des cœurs sains des boules.

Ces profils d'altération sont majoritaires sur l'île. Ils se développent souvent sur un empilement de coulées d'épaisseur métriques à plurimétriques de natures différentes. Le profil d'altération est alors marqué par une alternance de bancs massifs plus ou moins sains intercalés au sein de niveaux plus altérés de basaltes scoriacés par exemple. Bien que très variable dans l'espace, les épaisseurs des saprolites peuvent être très importantes. À l'affleurement, au niveau des padzas, celles-ci dépassent couramment les 50 mètres tandis que certains affleurements (comme par exemple à l'entrée Sud du village de Bouyouuni) montrent un profil d'altération complet où le passage de la roche saine à l'allotérite se fait en une vingtaine de mètres. Dans la partie Nord de l'île, autour de M'Tsangamouji par exemple, les profils de ce type atteignent jusqu'à 60 à 70 m d'épaisseur. On y observe là aussi des niveaux plus ou moins argilisés de teinte variable allant du violacé, à l'orangé et au jaune selon la nature de la roche d'origine. La texture initiale est bien visible avec des fantômes de phénocristaux (olivines ou pyroxènes). Certains dykes ont été reconnus au sein de la saprolite recoupant les différentes coulées altérées. Ils sont eux même totalement ou partiellement saprolitisés.

Au niveau des padzas de Dapani, le profil d'altération présente des niveaux de basaltes ankaramitiques à altération en boule et des niveaux plus scoriacés très altérables formant des zones plus instables et ravinées sujettes au phénomène de glissement. Le pendage des coulées est bien visible. Au sommet du profil, on retrouve une saprolite évoluée argilo-sableuse, de couleur rouge, durcie dans sa partie sommitale et à débit colonnaire. Des minéraux résistants comme les pyroxènes y sont encore bien visibles. Ce niveau a un pendage d'environ 15 à 20° vers la mer. Cet horizon correspond à une ancienne planèze. Notons que de nombreux blocs de basaltes décimétriques à métriques peu altérés, parfois sains sont dispersés sur la surface rougie indiquant une paléosurface altérée préservée sous une coulée plus récente peu altérée.

Les structures primaires des laves, notamment une prismation, une vésicularité, ou une orientation des minéraux peuvent être bien conservées pour les saprolites peu évoluées et sont utilisées pour attribuer un caractère lavique ou non à la saprolite. Les minéraux le plus souvent altérés sont les ferromagnésiens (olivines, pyroxènes et amphiboles). Transformés, ils prennent une couleur orangé et deviennent pulvérulents tandis que les feldspaths, lorsque ceux-ci sont présents, sont blanchâtres et plus argileux.

βpx - Isaltérites de basaltes à pyroxène

De manière générale les profils d'altération sur ces basaltes ressemblent à ceux sur les laves basiques et intermédiaires avec un horizon fissuré surmonté d'un horizon « à boules » auquel fait suite un faciès granulaire et colonnaire. La caractéristique est que ces faciès conservent sur l'ensemble de la pile des pyroxènes reconnaissables ou des fantômes de pyroxènes reconnaissables à leur formes et permettant d'identifier la roche mère. De ce fait les saprolites sur basaltes à pyroxènes peuvent être quelquefois distingués cartographiquement.

φ - Isaltérites de phonolites

Les saprolites sur phonolites sont localisées au toit des massifs de phonolite (Choungui Sohoa, Longoni, etc.) et sont facilement reconnaissables dans le paysage grâce à leur couleur blanche caractéristique. Cette dernière est due à la présence (parfois en grande quantité) d'une argile particulière : la kaolinite, se développant aux dépens de la phonolite. La présence de boules saines de phonolite au sein des saprolites est quasi-systématique (massifs de Longoni, du Mujini Kungu, du Choungui Sohoa et du Mtsapéré notamment) et illustre bien le fait que l'altération se développe à partir de fractures dans la lave. Les massifs de phonolite présentent fréquemment un débit en dalles (décimétrique à pluri-métriques) hérité de la structuration primaire de l'édifice.

Quelques dykes peuvent recouper les massifs de phonolites, comme par exemple au Nord de la plage de Sohoa, sur le dôme du même nom, où un dyke décimétrique de phonolite altérée recoupe le massif principal.

Les saprolites de phonolites sont généralement issues en partie d'une altération endogène des laves par des circulations de fluides hydrothermaux contemporains de la mise en place du massif de phonolite lui-même. Une altération météorique venant par la suite compléter le travail initié par les fluides dès la mise en place de la phonolite.

scβ - Isaltérites de cône de scories

Les dépôts scoriacés présentent souvent une altération importante liée à la grande perméabilité qui les caractérise. Cette altération se marque par une argilisation en masse. La roche saine se colore en rouge ou en jaune. La porosité initialement élevée décroît rapidement. La partie supérieure de l'isaltérite se rapproche fortement des altérites sur laves basiques avec un faciès granulaire avant de passer à l'allotérite.

scC- Isaltérites de cinérites (Paléosurface de Combani)

Ce faciès est reconnu par exemple sur le plateau de Combani. Dans ce secteur, l'altération se développe au dépend de dépôts pyroclastiques et de dépôts alluvionnaires formant une large paléosurface bien marquée dans le paysage actuel par un plateau.

La zone devait être à l'origine une large dépression où se sont accumulés alternativement des dépôts massifs laviques et des dépôts pyroclastiques issus des grands centres éruptifs voisins que sont le Mtsapéré, Le Digo, le massif du Nord-Ouest ainsi que les dômes de phonolites de la côte, et ce sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Au cours de certaines périodes d'accalmie volcanique, la région ressemblait sans doute à une large plaine d'inondation à chenaux méandriques où se sont accumulés les dépôts alluvionnaires. Ces derniers présentent des galets relativement bien calibrés, centimétriques à pluri-centimétriques. Aucun granoclassement n'a été observé. Plusieurs profils d'altération semblent se développer et se superposer au sein de cette série.

scBGI - Isaltérites de brèches et panneaux glissés

Les dépôts bréchiques et panneaux glissés situés à l'Est (secteur de Tzoundzou 2) et au Nord (secteur de Mtsangadoua) sont généralement altérés. Le degré d'altération observé est généralement faible dans la matrice. Au sein des panneaux glissés, l'altération est très faible, elle se limite à une altération le long des fractures acquises lors de la mise en place des brèches.

5.2.3. Sols s.s.

Une étude des sols de Mayotte a été réalisée par Latrille (1981) et reprise en partie par Raunet (1992).

Alors que les altérites de Mayotte sont très épaisses, l'horizon humifère superficiel, qui se démarque assez nettement, est généralement peu épais (moins de 50 cm). Il est en général sombre brun à rouge, limoneux, glissant à l'état humide et pulvérulent à l'état sec, avec une structure grumeleuse.

L'ensemble des matériaux volcaniques de Grande Terre concourt à une certaine homogénéité du substrat pour la constitution des sols et l'impact sur la végétation. Seuls les dômes de phonolites apportent une note significative de diversité pour le substratum. Les affleurements de phonolites et les colluvions de versant qui leur sont associées ont ainsi non seulement un impact important dans les paysages par leur relief particulier, mais aussi au niveau de la végétation.

Petite Terre, formée plus tardivement que Grande Terre, par une succession de dépôts de cendres, de lapillis et de ponces, se distingue fortement de Grande Terre par sa nature géologique. L'île étant plus récente, les processus d'altération des matériaux volcaniques ne sont pas aussi aboutis qu'à Grande Terre et conduisent, d'une manière générale, à des andosols ferralitiques.

5.2.4. Padzas – L'érosion prolonge l'altération des roches

À Mayotte, une des manifestations les plus frappantes de l'érosion sont les padzas (en shimaoré : espace nu, inculte), plus communément appelés « bad lands » formés par le décapage rapide des altérites meubles et la mise à nu du substratum altéré. Cette évolution, difficilement réversible, conduit à un phénomène de stérilisation voire de "désertification" des fortes pentes.

Dans la majorité des cas, ce sont des glissements de terrain naturels qui sont probablement à l'origine des padzas (Audru et *al.*, 2003 et 2010). À ces processus naturels, il faut ajouter leur accélération du fait des activités humaines qui contribuent à donner prise au ruissellement sur les sols et le sous-sol. L'apparition des padzas se traduit par une augmentation de l'érosion hydrique et donc par un accroissement de l'apport sédimentaire dans le lagon. La mise en place de barrage en terre ou en pierres sèches et le repeuplement végétal limitent le ruissellement des eaux sur les pentes et les phénomènes d'érosion (Izard et *al.*, 1999).

La carte morphopédologique de Latrille (1981) fournit une cartographie détaillée des padzas de l'île de Mayotte. Les padzas y couvraient alors une surface d'environ 2000 ha. On les trouve essentiellement sur les crêtes de la presqu'île Sud (au pied du mont Chirongui et du mont Djialimou, dans les hauteurs de Dapani), mais également dans le Nord, sur les crêtes d'Hachiroungou et de Bandrazia, sur les croupes entre M'Liha, M'Tsangamouji et Maéva Ranou, et de Chembényoumba.

6. Conditions de formation des entités géologiques

L'île de Mayotte est le résultat d'une histoire géologique de plus de 10 Ma qui a vu se succéder plusieurs phases d'activité volcanique. Du point de vue des morphologies, des épaisseurs des profils d'altération, de l'intensité de l'érosion, du chimisme et de l'âge de ses laves, Mayotte se trouve divisée en plusieurs parties distinctes : elle paraît s'être édifiée autour de plusieurs volcans boucliers dont l'île actuelle ne représenterait que le reliquat émergé.

Simultanément ou successivement se sont aussi déroulées un certain nombre de processus qui ont eux aussi conditionné l'évolution morphologique de l'île :

- l'altération intense des roches sous un climat chaud et humide ;
- l'érosion régressive, les mouvements de masse associés, le ravinement, le creusement des vallées, les accumulations alluviales et colluviales, et l'envasement des baies ;
- les glissements gravitaires de grande ampleur ;
- la subsidence gravitaire de l'île ;
- la construction des récifs coralliens ;
- les régressions et transgressions marines dues aux glaciations quaternaires ;
- la dynamique littorale (courants, houle, vagues) et l'évolution des estrans : plages, cordons caps rocheux ;
- l'évolution anthropique : pression démographique, culture sur brulis, déforestation, imperméabilisation des sols par les pratiques agricoles et l'urbanisation accélérant l'érosion et l'envasement du lagon.

6.1. RÉSEAU FILONIEN

La majorité des dykes mesurés sur l'île (106 mesures) est de direction N130 (figure), soit globalement l'orientation de l'archipel des Comores. Cette direction est cohérente avec celle déduite de l'examen de la carte magnétique du gradient horizontal. Ils sont associés à des dykes N020 en moins grand nombre. C'est dans le secteur Nord-Ouest de l'île que la quantité de dykes observés est la plus importante.

Les dykes qui matérialisent les conduits d'alimentation du magma vers la surface sont relativement peu nombreux sur l'île de Mayotte. Ils ne constituent jamais de complexe filonien développé et leur densité n'évoque jamais une zone de rift. Leur faible abondance sur l'ensemble de Mayotte suggère que la surface actuelle de l'île est très proche de la surface maximale atteinte par les édifices volcaniques.

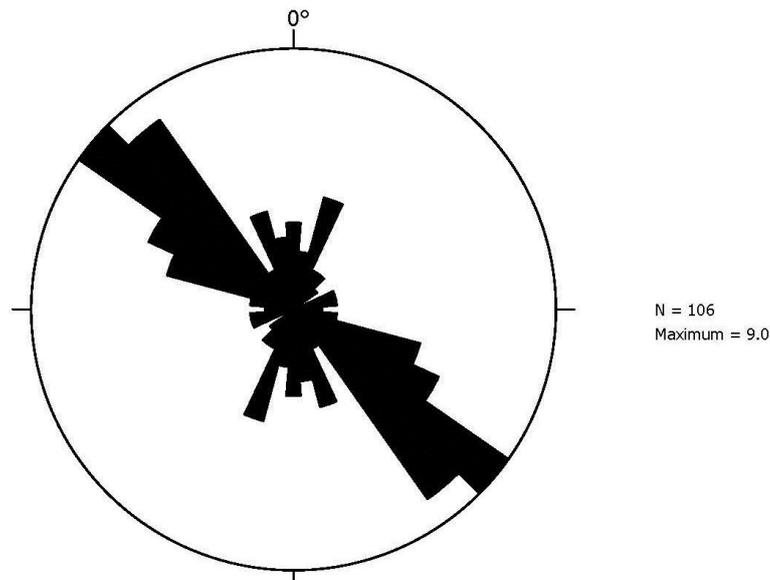


Figure 38 - Rosace d'orientation des dykes de Mayotte (N=106)

6.2. FAILLES

La cartographie de terrain montre qu'il y a très peu de failles observées et observables sur l'île de Mayotte. Les rares failles observées sont systématiquement associées à des mouvements normaux résultant très certainement de glissements gravitaires permettant l'érosion de l'île. Ainsi, deux secteurs présentent des panneaux glissés auxquels sont associés des failles :

- le premier est situé au Nord-Ouest de l'île, le long de la côte, au niveau de Mtsangamboua. À proximité du stade on y observe des panneaux limités par des failles normales orientées N 130-N140 (subparallèles à l'orientation modale des dykes et aussi de la côte dans ce secteur). Les failles décalent les unités laviques et ont permis d'effondrer le compartiment Nord vers la mer sur plus de 2 km de long selon un axe E-W ;
- le second est situé entre Ironi Bé et le mont Maévadoani. Un grand nombre de failles plates très faiblement inclinées vers le Nord avec des stries d'azimut N020 est observable entre Ironi Bé et Tsararano le long de la route nationale. Quelques failles subverticales suggèrent un déplacement décrochant et indiquent que ces structures correspondent à la semelle d'un glissement en masse d'une partie de l'édifice volcanique vers le NNE. La brèche observable à Tzoundzou 1 et 2 ainsi que les mégablocs corroborent cette interprétation.

À ces ensembles glissés majeurs, on peut également associer des accidents plus limités dans l'espace et semblant être à l'origine de réajustement au sein du massif volcanique. C'est le cas, par exemple, de la faille normale orientée N020 située sur la bordure Est de la vallée de Mgombani. Cette faille affleure dans la montée du chemin menant à la carrière de Kangani. Elle est en partie à l'origine de l'existence de la vallée.

Il doit sans aucun doute exister quelques autres failles mineures dans l'île. Cependant, la qualité des affleurements et l'absence de bons marqueurs permettant d'estimer des décalages potentiels ne permettent pas de les mettre en évidence.

6.3. AVALANCHES DE DÉBRIS

La cartographie bathymétrique par sondeurs multifaisceaux réalisée lors de la campagne océanographique Bathymay sur la pente insulaire externe au lagon de Mayotte (Audru *et al.*, 2006) a montré que les pentes de l'édifice ont été affectées par de grandes déstabilisations gravitaires à l'origine de dépôts d'avalanche de débris.

Certaines traces de glissement peuvent aussi être suspectées dans la morphologie des dépôts volcaniques. C'est ainsi que dans la partie Nord-Ouest du volcan mahorais, la présence des îlots Mtsamboro et Choazil est assez surprenante car ils ne constituent pas une entité volcanique comme un cône par exemple. Les pendages des coulées sur l'îlot Mtsamboro et dans la zone Nord sont dirigés vers le Sud alors qu'aucun massif volcanique au Nord pouvant expliquer la présence de ces pendages n'apparaît au-dessus du niveau de la mer. Ces observations suggèrent que ces îles sont les vestiges du flanc Sud d'un appareil volcanique qui aurait disparu en mer par érosion ou par glissement gravitaire de grande ampleur.

De même, la bordure Sud-Est du récif corallien présente une cicatrice dont la courbure rompt avec l'ensemble de la forme du récif dans cette zone. Debeuf (2004) a suggéré qu'il puisse s'agir là aussi d'une cicatrice de glissement.

Enfin, aucun centre émissif majeur n'a été mis en évidence sur l'île de Mayotte. Cela suggère soit que l'île n'a jamais été significativement plus importante qu'aujourd'hui, soit qu'un centre émissif majeur est situé en dehors de la zone actuellement émergée et donc qu'il a pu être emporté par un glissement de flanc de l'édifice volcanique.

6.4. CHRONOLOGIE DE L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE

Des âges K-Ar ont été obtenus par Nougier *et al.* (1986), Hajash et Armstrong (1972), Michaud (1978), Emerick et Duncan (1982, 1983). Des datations K-Ar non publiées de McDougall de l'Australian National University à Canberra sont également présentées dans la thèse de Debeuf (2004). Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ont été obtenues par Debeuf (2004) et sont localisées sur la carte géologique.

Une comparaison entre les âges obtenus par la méthode K-Ar sur les laves de Mayotte et ceux de Debeuf (2004) indique une assez bonne corrélation. Globalement, les écarts sont le plus souvent faibles et les datations K-Ar anciennes et Ar-Ar de Debeuf (2004) se corrélaient assez bien.

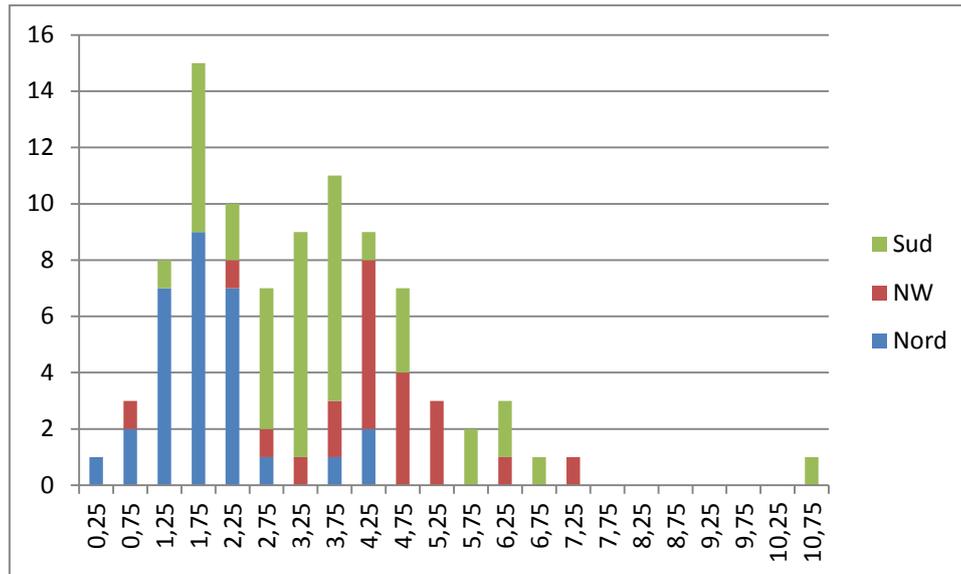


Figure 39 - Histogramme des âges K-Ar et Ar-Ar obtenus sur Mayotte en fonction des grands domaines géographiques. La figure montre l'âge plus ancien des formations volcaniques du NW et du Sud par rapport au NE.

Les différentes campagnes d'échantillonnages et de datation sont loin d'avoir permis un inventaire exhaustif de l'ensemble des formations laviques de l'île de Mayotte. Les phases les plus anciennes sont actuellement sous la mer et aucun échantillon de ce domaine sous-marin n'a, pour l'heure, été daté. Les datations réalisées indiquent que l'activité volcanique de la partie actuellement aérienne de Mayotte est plus récente que 10 Ma (Figure 39). Une seule datation Ar-Ar effectuée par Debeuf (2004) présente un âge supérieur à 8 Ma (de $10,58 \pm 0,48$ Ma pour une lave du domaine Sud). Cette lave du domaine Sud est située à une altitude de 20 m au-dessus du niveau de la mer. Compte tenu de la taille de l'édifice volcanique, il est donc raisonnable de penser que la partie immergée du massif volcanique Mahorais présente des âges sensiblement plus anciens.

Au-delà des datations ponctuelles de roches volcaniques, leur croisement avec les données magnétiques obtenues dans le cadre du levé géophysique hélicoptéré permettent de tenter une régionalisation des âges de l'édifice (figure 40).

L'analyse croisée des données géochronologique et géophysique couplée aux données géologiques de terrain permet d'élaborer la chronologie suivante de l'activité volcanique :

Au-delà de 5 Ma

Très peu de sites sont datés à plus de 5 Ma. Ils sont situés pour l'essentiel dans la partie Sud de l'île, dans deux secteurs : Mbouini et Bandrele.

De 5,0 à 3,6 Ma

L'activité volcanique a lieu au sein des massifs Nord-Ouest et Sud de l'île.

Au Nord-Ouest, elle est essentiellement contenue entre 4,7 et 4,3 Ma et s'effectue entre deux inversions magnétiques très bien marquées cartographiquement sur la carte magnétique.

Au Sud l'activité volcanique est quasi continue sur la période. Elle est à l'origine de la formation du massif central de la presqu'île Sud : le secteur du mont Choungui, Pointe de Saziley, Pointe de Tsiraka Bandrakouni jusqu'à Chirongui.

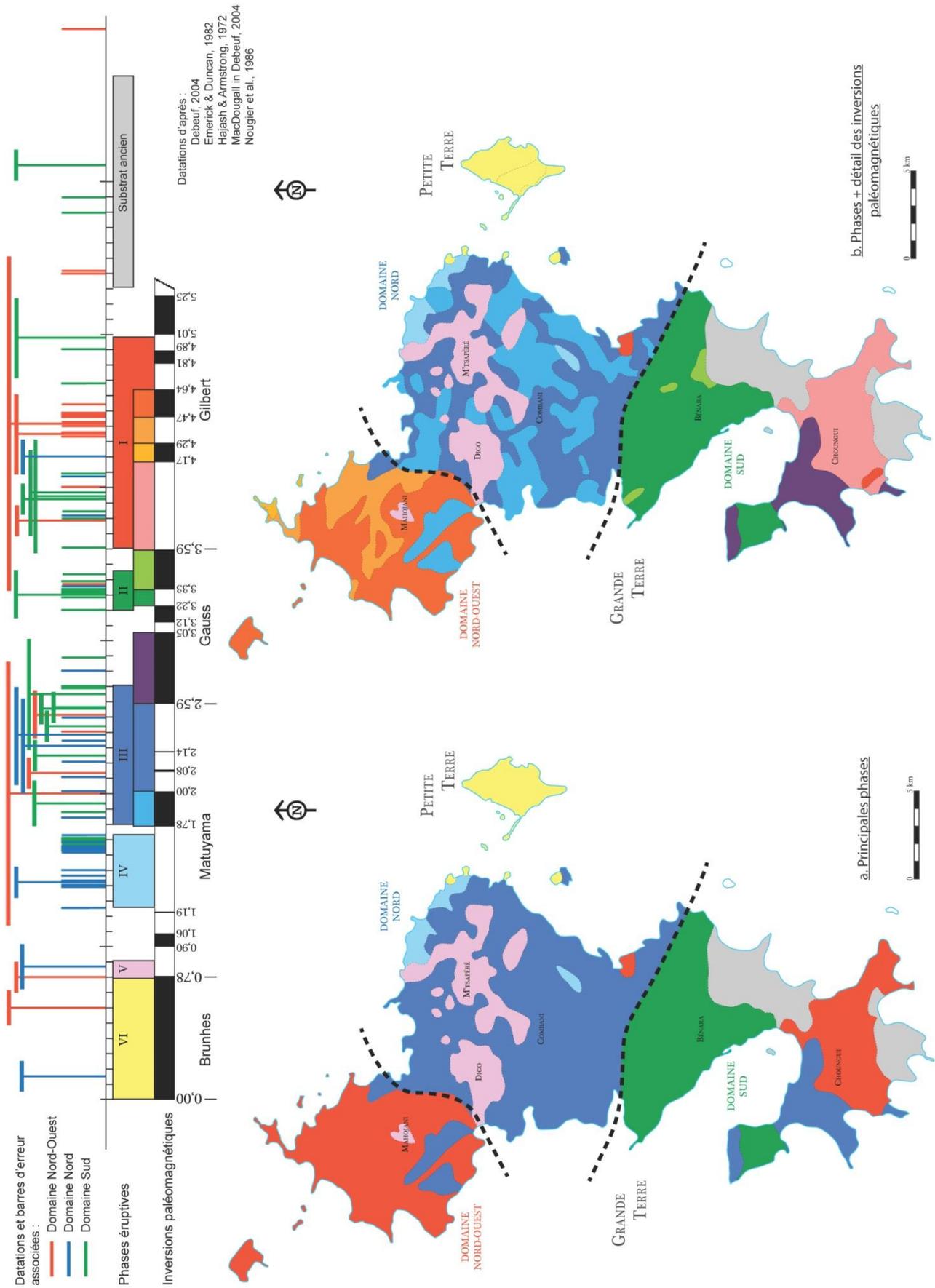


Figure 40 - Modèle volcano-structural de l'île.

Le modèle volcano-structural présenté dans cette figure est bâti à partir des données de datations existantes dans la bibliographie, des observations de terrain et de la carte de susceptibilité magnétique équivalente. Les données de datations correspondent à la compilation des mesures faites par Nougier et al., 1986 ; MacDougall in Debeuf, 2004 ; Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick and Ducan 1982 et Debeuf, 2004. Les datations supérieures à 5 Ma sont très peu nombreuses et essentiellement situées au Nord-Ouest et dans le Sud de l'île. Elles révèlent que l'essentiel des roches affleurantes ont moins de 5 Ma et qu'elles recouvrent un substratum ancien peu affleurant. L'ensemble des datations de moins de 5 Ma sont mis en regard de l'échelle des temps des inversions magnétiques. L'incertitude sur la donnée est disponible, elle est indiquée par une barre horizontale accrochée à l'indication chronologique. Les données sont réparties en trois groupes selon leur position géographique. Au Sud, les données de datations sont en vert, au Nord-Ouest, de couleur rouge et au Nord Est de couleur bleu. On remarque que les datations ne se répartissent pas de manière aléatoire. Ainsi, la majorité des datations dans le Sud de l'île sont supérieures à 1,78 Ma. On y trouve également les datations les plus anciennes. Dans le Nord-Ouest, l'essentiel des datations sont entre 4,3 et 4,7 Ma. Dans le Nord-Est la quasi-totalité des mesures sont inférieures à 2,7 Ma. Enfin, et depuis 1,2 Ma, l'activité volcanique semble avoir ralenti avec quelques points datés essentiellement dans la partie Nord-Est de l'île et sur Petite Terre. La carte de susceptibilité magnétique équivalente (Figure 15) permet de mettre en évidence des domaines homogènes permettant d'identifier des secteurs où les coulées se sont mises en place en périodes de polarité magnétique normale (en rouge) ou inverse (en bleu). Les secteurs en vert indiquent un « mélange » de polarité inverse et normale. Lorsque l'on place les sites échantillonnés pour datation sur cette carte, on remarque que la majeure partie des âges « période normale » sont situés dans les secteurs jaunes, ceux en « période inverse » dans les secteurs bleu. Dans les secteurs verts on retrouve indistinctement des datations pouvant appartenir aux deux périodes. Par analogie, on peut considérer que l'ensemble d'un secteur de susceptibilité magnétique homogène s'est formé pour l'essentiel au cours de la même période magnétique. À partir des points de datations et de la carte magnétique, il est alors possible de dessiner des limites approximatives d'ensembles homogènes en âge. Ces ensembles sont corrélés avec les observations cartographiques, notamment pour les formations les plus récentes (massifs du Digo, du Mtsapéré et de Petite Terre).

De 3,4 à 3,2 Ma

Après une possible accalmie, l'activité volcanique dans le Sud de l'île se poursuit avec l'émission des formations volcaniques constituant le massif du Boungoudravani ainsi que la majeure partie du Centre Sud de l'île, depuis Sada jusqu'au sommet du Bénara et ses pentes N et S.

De 2,9 à 1,9 Ma.

Après un arrêt probable de l'activité volcanique, celle-ci reprend dans toute l'île avec :

- au Nord-Ouest, la mise en place des planèzes surplombant M'Tsangamouji ;
- au Sud : la mise en place de la pointe de la presqu'île de Bouéni et de coulées à la pointe de Tsiraka Bandrakouni ainsi que le mont Karoni et sa pente jusqu'à la pointe de Rassi Ngouja en passant par le mont Kani Kéli ;
- au Nord, cette période marque le début de l'édification de l'île sur les contreforts Nord du Bénara et Est du massif Nord-Ouest.

De 1,75 à 1,25 Ma

L'activité volcanique est concentrée dans la partie Nord de l'île où s'édifie le massif qui constitue la base du Mtsapéré et l'ensemble situé au Nord du Bénara. La longue période d'activité volcanique qui permet la construction de l'édifice se marque particulièrement bien sur la carte magnétique.

De 0,9 à 0,75 Ma

Après une phase d'accalmie qui permet l'altération des roches et leur érosion, une nouvelle activité va se mettre en place et donner lieu à des coulées de laves pouvant aller jusqu'à la mer (pointe de Koungou). Trois principaux centres d'émission sont identifiés et situés sur une bande orienté N 130 : le plus petit correspond au mont Mahojani, le second au massif du Digo et le troisième au Mtsapéré avec des édifices adventifs au niveau de la partie Nord du massif, bien visibles dans la morphologie dans les hauts de Longoni, Koungou et Kangani.

De 0,75 Ma à l'actuel

La carte magnétique indique que le substratum de Petite Terre ainsi que l'espace compris entre Grande Terre et Petite Terre ont le même signal magnétique que le massif Nord Est daté entre 1,25 et 2,9 Ma. Au-dessus de cet édifice se construisent des cônes scoriacés :

- autour de Mamoudzou : pointe Mahabou et Majikavo Lamir à l'Ouest de Kawéni ;
- entre Grande Terre et Petite Terre : les cônes stromboliens des « 4 frères » et de « Monyé Amiri – Kakazou – Vatou » ;
- sur Petite Terre : Dzaoudzi, Mronyombéni, Totorossa, Sud Labattoir, la Ferme, Sandravouangué et Gombé Ndroumé.

Ils sont recouverts par les produits phréatomagmatiques émis par les maars de Petite Terre et de Mamoudzou (Kawéni, Kavani) qui ont été partiellement décapés par l'érosion.

6.5. PÉTROGENÈSE DES MAGMAS

Deux lignées magmatiques ont été identifiées par Debeuf (2004) et Pelleter (2012) à partir des compositions en éléments majeurs des laves de Mayotte :

- une lignée fortement sous-saturée en silice, composée de basaltes, de néphélinites plus ou moins différenciées et des phonolites les plus alcalines ; cette lignée est principalement représentée dans les laves du domaine Sud ;
- une seconde lignée évolutive, moyennement sous-saturée en silice, est composée de basanites, téphrites et phonolites moins alcalines ; cette lignée est principalement représentée dans les laves du domaine Nord.

Les âges isotopiques disponibles indiquent que les laves de ces deux lignées évolutives sont émises simultanément, respectivement dans le domaine Sud et dans les domaines du Nord-Ouest et du Nord-Est.

L'origine de telles séries contemporaines mais géochimiquement différentes reste l'objet d'un débat.

Debeuf (2004) par l'étude des variations des rapports d'éléments incompatibles explique l'existence de ces deux lignées évolutives par une variation du taux de fusion de la source. La lignée fortement sous-saturée du Sud serait issue d'un plus faible taux de fusion que la seconde lignée moyennement sous saturée.

La profondeur du réservoir magmatique où a lieu la différenciation magmatique est estimée par Debeuf (2004) à plus de 15 km pour les basaltes alcalins et les téphrites soit la base de la croûte océanique.

Plusieurs origines ont été proposées pour expliquer la présence de l'archipel des Comores : l'hypothèse d'un point chaud a été évoquée par Hajash et Armstrong (1972) et par Emerick et Duncan (1982, 1983) En effet, l'île la plus récente est celle de Grande Comore et la plus ancienne est celle de Mayotte. La topographie plus accidentée à Grande Comore qu'à Mayotte et le développement récifal plus important à Mayotte qu'à Grand Comore sont cohérents avec cette évolution qui montre un vieillissement des îles de l'Ouest vers l'Est de l'archipel. Les datations synthétisées par Debeuf (2004) montrent que :

- en Grande Comores, les âges obtenus sont très jeunes (Hajash et Armstrong, 1972 ; Emerick et Duncan, 1982) avec des éruptions historiques au Karthala ;
- à Mohéli, le bouclier primitif est daté à $5 \pm 0,4$ Ma, et l'âge le plus récent est de $0,48 \pm 0,15$ Ma ;
- à Anjouan, le bouclier primitif est daté à $3,9 \pm 0,3$ Ma, et l'âge le plus récent est donné à $0,36 \pm 0,09$ Ma ;
- enfin, à Mayotte le bouclier primitif est daté à $7,7 \pm 1$ Ma et l'âge le plus récent est de quelques milliers d'années.

Upton (1982) propose que les îles puissent représenter les parties émergées d'une ride d'accrétion lente. Cochran (1988) suggère que le point chaud des Comores interférerait avec des fractures lithosphériques d'âges mésozoïques. Enfin, Nougier *et al.* (1996) remettent en question la croissance de l'âge des îles d'Est en Ouest et préfèrent évoquer la présence de fractures lithosphériques en extension à même de conduire les remontées magmatiques.

Les récentes études géochimiques (Class et Goldstein, 1997 ; Class *et al.*, 1998) suggèrent que le magmatisme de l'archipel des Comores relèverait de l'interaction plus ou moins poussée entre un panache mantellique et la lithosphère métasomatisée infra-comorienne.

Pour Debeuf (2004), qui a réalisé l'étude la plus exhaustive à ce jour, c'est un modèle de point chaud atypique, perturbé par une tectonique extensive d'ampleur régionale qui est proposée pour l'évolution volcano-structurale de Mayotte. Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ augmentent avec le rajeunissement des laves et indiquent une augmentation de la participation de la lithosphère océanique dans la formation des laves et une diminution de l'influence du point chaud. L'extension Plio-quadernaire au niveau des complexes nord-ouest et nord-est (présence de blocs basculés) pourrait amplifier ou même initier la fusion mantellique.

6.6. PLUSIEURS PHASES D'ALTÉRATION À MAYOTTE ?

Le climat tropical de Mayotte a affecté et affecte toujours de manière très importante les roches volcaniques de l'île. Sauf variation climatique importante, on peut considérer qu'à l'échelle des temps géologiques, l'altération des formations volcaniques de Mayotte est à peu près constante. En compétition avec l'érosion et la mise en place des dépôts volcaniques, sédimentaires et de pente, elle se marque plus ou moins intensément au sein des séries par le temps qui lui a été alloué.

Localement, plusieurs niveaux d'altération superposés ont été reconnus :

- dans le secteur de Combani, on peut identifier au moins deux profils superposés séparés par un niveau alluvionnaire ;
- au niveau du futur centre d'enfouissement technique de la Vigie, on retrouve un profil d'altération épais (sapolite évoluée sur 20 à 30 m), profil sur lequel on reconnaît un épisode tardif de tufs à lapillis altéré dans de moindres proportions ;
- on retrouve au sein des profils saprolitiques des niveaux de coulées basaltiques de nature minéralogique proche avec des degrés d'altération très variables ;
- à de nombreux endroits on observe des résidus de coulées ankaramitiques faiblement altérées (blocs avec figure d'altération de type lapiaz) ou de phonolite surmontant des profils d'altération très évolués sur plus de 30 m de puissance se terminant par une allotérite plurimétrique.

Les profils d'altération ne sont que très peu développés sur Petite Terre où les produits volcaniques sont très récents.

L'érosion, sous l'action des eaux de ruissellement, poursuit le travail entamé par l'altération des roches et modèle le paysage en lui donnant sa morphologie actuelle.

7. Géologie de l'Environnement

Les équipes du BRGM ont réalisé un grand nombre d'études géologiques appliquées dont les résultats sont retranscrits dans les rapports d'avancement ou de fin de projets. Ces rapports, pour l'essentiel publics, peuvent être consultés au Service Géologique de Mayotte et en ligne sur <http://www.brgm.fr>. Les données géologiques de détail peuvent être consultées sur <http://infoterre.brgm.fr>.

7.1. LES SOLS ET LEUR OCCUPATION

À Mayotte, l'importante altération des roches volcaniques a favorisé la formation de sols épais. Cependant, l'horizon humifère superficiel est généralement peu épais. Il est en général sombre brun à rouge, limoneux, glissant à l'état humide et pulvérulent à l'état sec, avec une structure grumeleuse.

Les épaisseurs et la structure de ces sols connaissent des spécificités locales déterminant leur comportement notamment vis-à-vis des processus érosifs, des transferts d'eau en profondeur, de leur capacité épuratoire et donc du transfert de pollution vers les aquifères, etc. Leurs propriétés mécaniques sont particulières (gonflement, cohésion,...). L'agriculture sur brûlis reste une activité très répandue. Du fait du manque de zones propices, les cultures s'étendent sur des parcelles de plus en plus pentues en même temps que la déforestation augmente.

7.2. ALÉAS NATURELS

L'île de Mayotte est exposée à plusieurs aléas naturels, qui résultent des contextes géologiques et géographique particuliers de l'île. Le climat chaud et humide favorise l'altération et l'érosion des roches volcaniques, tandis que l'intensité des précipitations et parfois des cyclones contribue à l'érosion, aux mouvements de terrain, aux inondations et aux surcotes cycloniques. La position de Mayotte proche de la zone de déformation des rifts est-africains la soumet à quelques séismes de faible magnitude.

7.2.1. Les mouvements de terrain

Les mouvements de terrain (glissements et chutes de blocs) sont principalement liés à la lithologie et aux pentes.

Les glissements de terrain affectent principalement les altérites épaisses tandis que les chutes de blocs prennent naissance dans des niveaux rocheux affleurant, au niveau de coulées massives, de dômes de phonolite ou en bord de mer (Audru et *al.*, 2010). Les argiles kaoliniques ou smectitiques issues respectivement de l'altération des phonolites et des basaltes forment souvent la semelle des glissements constatés. Les glissements de terrain profonds sont observés par exemple au niveau de padzas ou dans des phonolites altérées de grande épaisseur. Les surfaces de glissements peuvent se former au sein des altérites (limite entre allotérite et isaltérite) ou suivre le contact entre la roche saine et les altérites. À Petite Terre, ces phénomènes se produisent dans les formations phréato-magmatiques en raison de leur capacité à laisser l'eau s'infiltrer (formations perméables) ou dans les basaltes altérés.

Les chutes de blocs sont souvent produites par l'effet de l'érosion différentielle au contact entre les coulées de lave et leurs bases scoriacées générant des conditions propices au

déclenchement de ce type d'aléa (surplombs rocheux dégagés par l'érosion à la base). La fracturation des niveaux rocheux et l'effet de la décompression par appel au vide des affleurements, au droit notamment de talus et/ou versant, constitue également une condition propice au déclenchement des chutes de blocs.

Les colluvions (formations meubles de couverture), instables par nature, peuvent aussi être le siège de mouvements de terrain superficiels du fait principalement de leurs caractéristiques mécaniques médiocres.

L'analyse détaillée d'archives (Audru et *al.*, 2010) a enfin montré que des séismes historiques avaient pu déclencher des glissements de terrain. Le grand séisme de 1829, relaté par Gevrey (1870) aurait entraîné un vaste glissement de versant sur Grande Terre, au sud de Mamoudzou. Plus récemment, le séisme de décembre 1993, intervenant au beau milieu de la saison des pluies, aurait déstabilisé des altérites saturées d'eau sur des pentes d'environ 25° (rive nord de Passamainti par exemple).

7.2.2. L'érosion

À Mayotte, une des manifestations les plus frappantes de l'érosion sont les padzas (en shimaoré : espace nu, inculte), plus communément appelés « bad lands » formés par le décapage rapide des altérites meubles et la mise à nu du substratum altéré. Cette évolution, difficilement réversible, conduit à un phénomène de stérilisation voire de "désertification" des fortes pentes.

Dans la majorité des cas, ce sont des glissements de terrain naturels qui sont probablement à l'origine des padzas (Audru et *al.*, 2003). À ces processus naturels, il faut ajouter leur accélération du fait des activités humaines qui contribuent à donner prise au ruissellement sur les sols et le sous-sol. L'apparition des padzas se traduit par une augmentation de l'érosion hydrique et donc par un accroissement de l'apport sédimentaire dans le lagon et la destruction de terres agricoles. La mise en place de barrages en terre ou en pierres sèches, de pièges à sédiments et le repeuplement végétal par *Acacia Mangium* et *Vetiver zizanioides* (Izard et *al.*, 1999) limitent le ruissellement des eaux sur les pentes et les phénomènes d'érosion.

Outre les padzas, l'érosion touche aussi les versants de faible pente. L'érosion agricole de Mayotte est liée à certaines techniques culturales inadaptées (défrichements, brûlis, techniques de préparation du sol) ; quant à l'érosion urbaine, elle se manifeste au niveau des infrastructures routières et urbaines (rigoles ou ravines dans les talus argileux), décaissements pour la construction sur fortes pentes

7.2.3. La sismicité

La sismicité de Mayotte est qualifiée de diffuse, puisqu'aucun séisme de magnitude supérieure à 6,0 n'est répertorié et que la fréquence des séismes de magnitude proche de 5,0 est faible ; cette activité est attribuée à la migration de la déformation du rift Est africain vers le canal de Mozambique et vers Madagascar (Malod et *al.*, 1991 ; Terrier et *al.*, 2000) (Figure 41).

En décembre 1993, un séisme de magnitude 5,2 s'est produit à 40 km au sud-ouest des côtes de Mayotte. L'intensité ressentie à Mayotte était proche de VI-VII MSK. Des dégâts importants ont été relevés dans le Nord et le Sud de l'île, mais aucun décès n'a été déploré. En septembre 2001, un séisme situé à environ 80 km au nord de Mayotte a été largement ressenti par la population malgré sa faible magnitude (4,1). Le séisme de septembre 2011 situé à une dizaine de kilomètres de la côte Nord de l'île a atteint une magnitude de 5,0. Selon les estimations

préliminaires, ce séisme semble superficiel (10-20 km). Les secousses ressenties ont duré d'une demi-seconde à deux secondes. Il a été largement ressenti sur l'ensemble de l'île de Mayotte et des intensités de l'ordre de V à VI ont été rapportées à Dembéni. On peut également supposer que les vastes glissements sous-marins situés au nord et au sud de Mayotte y génèrent des séismes de plus faible magnitude (Audru et *al.*, 2006) à l'instar des séismes hawaïens de 1868 et 1975.

Selon le décret n°2010-1255 du 22 octobre 2010 qui établit le zonage sismique de la France, le département de Mayotte est en zone de sismicité modérée. Le nouveau zonage sismique réglementaire est applicable à l'ensemble du territoire national depuis le 1er mai 2011. La vulnérabilité des constructions sur l'île est très grande (auto-construction ; aucune norme parasismique jusqu'à 2010). La conception des bâtiments publics ou de certains projets privés récents a cependant pris en compte le risque sismique, dès la publication des études BRGM en 2002 (Terrier et *al.*, 2000).

Par ailleurs, le microzonage sismique du centre-ville de Mamoudzou (Sabourault et *al.*, 2002) a mis en évidence des amplifications locales des mouvements sismiques liés à des altérites épaisses, ou encore des alternances de basaltes massifs avec des altérites ; le fait que des coulées de lave ont emprunté des paléovallées conduit à une forte imbrication des formations géologiques dans l'espace et à des effets induits particuliers. En revanche, pour les sites étudiés alors, la granulométrie très variée des altérites rend improbable ou faibles les phénomènes de liquéfaction des sols.

7.2.4. Les inondations

Mayotte comporte des centaines de ravines intermittentes et une vingtaine de cours d'eau permanents. Les bassins versants sont de petite taille, inférieure à 25 km². Trois types d'inondations sont observables, en fonction de leur origine (Audru et *al.*, 2010).

Les inondations dues au ruissellement urbain sont liées à une infiltration réduite en raison de l'imperméabilisation liée aux constructions, bâtiments, trottoirs, parkings et routes. Les conséquences du ruissellement sont amplifiées par la saturation rapide du système de drainage, généralement ancien et sous-dimensionné. Dans les villages côtiers, ces inondations sont aggravées par la combinaison de hauts reliefs proches et parfois d'une géométrie en forme de cratère ou de maar (Kavani), et par la présence de la route principale qui agit fréquemment comme un barrage hydraulique des écoulements vers la mer.

Les inondations liées à la stagnation des eaux pluviales affectent les plaines et basses terres côtières (Kawéni) qui se comportent comme des zones de stockage, en particulier pendant les grandes marées en saison des pluies. Ces inondations sont liées à l'insuffisance des capacités d'infiltration du sol et du sous-dimensionnement des anciens systèmes de drainage. Ces inondations sont fréquentes à Mamoudzou.

Les crues éclair ou flash floods affectent les ravines pendant la saison des pluies de décembre à mars. Elles résultent de la concentration rapide de précipitations intenses sur des bassins versants de faible surface mais allongés et en pentes fortes. Ces inondations se propagent rapidement, sapent les rives et produisent des écroulements, redimensionnent les lits des cours d'eau, érodent les sols agricoles et ont une forte capacité de transport solide (et donc d'érosion) lorsqu'elles incisent les altérites.

Les valeurs de débit ne sont pas énormes (200m³/s en décennal et 435m³/s en centennal pour la plus grande rivière, l'Ourovéni), mais à l'échelle de Mayotte et avec la configuration des villages à l'aval, elles peuvent engendrer des dégâts importants comme en 2003.

7.2.5. Les submersions marines.

À Mayotte, les submersions marines sont principalement liées aux surcotes cycloniques (élévation du niveau de la mer associée à la faible pression du cyclone tropical. Des simulations ont été réalisées par Météo-France en 2004 dans le cadre des atlas de risques, sur la base des trois cyclones qui ont frappé Mayotte au cours des 20 dernières années : « Kamisy » en 1984 (vents à 62 kt, 982 hPa), « Feliksa » en 1985 (vents de 63 kt, 246 mm de pluie, 978 hPa) et « Astride » en 2000 (vents de 45 kt, 995 hPa à Mayotte). Les simulations ont également été basées sur un cyclone extrême (« Hary »), qui avait fortement frappé l'île de la Réunion en 2002.

Les simulations ont montré qu'un cyclone standard comme Feliksa pouvait générer une surcote de 1,14 m dans le lagon ce qui correspond à une hauteur de l'inondation maximale de 4,2 m le long du littoral. La même simulation pour un cyclone extrême comme Hary a fourni une surcote de 3,84 m correspondant à une hauteur maximale d'immersion de 6,9 m le long du littoral. Cette étude a aussi souligné le rôle dissipateur des zones de mangroves.

Le risque de tsunami n'a pas encore été étudié à Mayotte, car les sources fortes sont lointaines et les sources proches (rift est-africain en mer) sont faibles. En décembre 2004, le séisme de Sumatra a eu peu de manifestations à Mayotte qui fut protégée par Madagascar. Pourtant, des transcriptions de l'histoire orale de Mayotte font état de raz-de-marée qui auraient détruit des villages du Sud de l'île vers le XVIIe siècle (Hachim, 2004).

Cependant, des glissements sous-marins (Audru et *al.*, 2003) ou encore de grands effondrements de terrain sur le littoral (Audru et *al.*, 2010) pourraient représenter une menace de tsunami plus directe comme ce fut le cas aux Marquises en 1999 (Schindelé et *al.*, 2002)

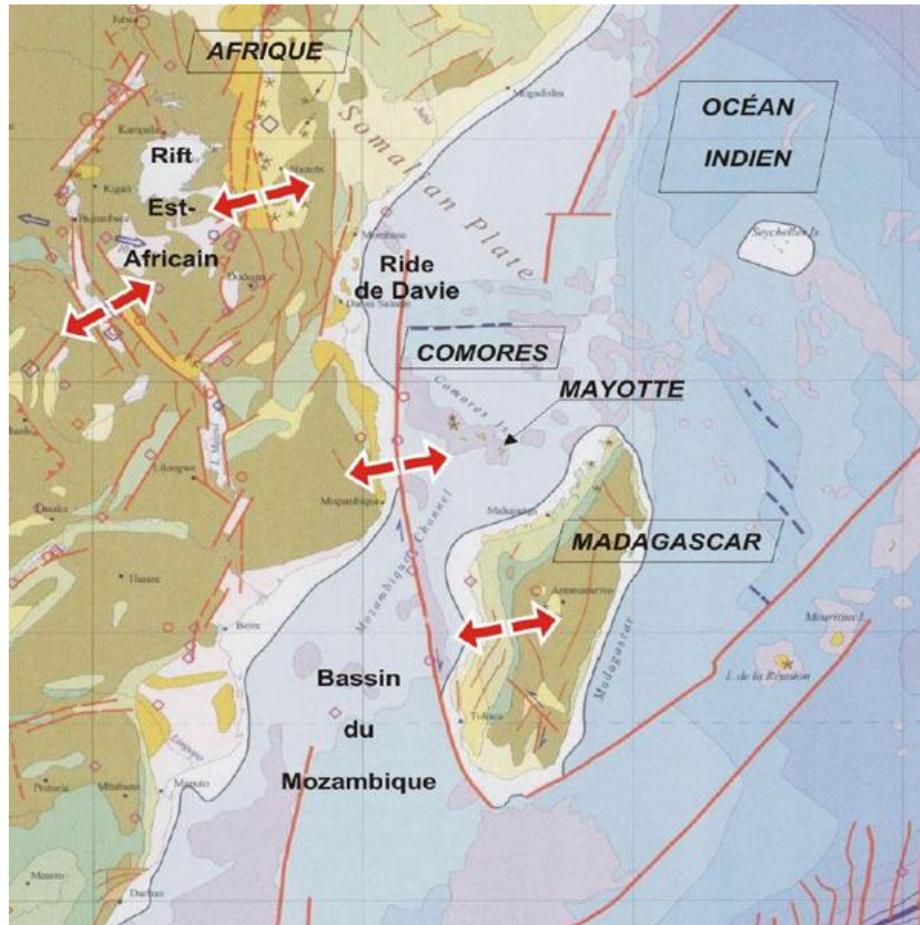


Figure 41 - Cadre sismotectonique des Comores (source : Carte sismotectonique du Monde 1/50 000 000, éd. CCGM et UNESCO, 2002).

7.3. SOURCES MINÉRALES ET THERMOMINÉRALES

Des phénomènes de dégazage importants se présentent sous la forme de cheminées rassemblées en essaim au sein d'une zone de 300x200 m au niveau de la plage de l'aéroport sur Petite Terre (Traineau *et al.*, 2006 ; Sanjuan *et al.*, 2008).

La surface occupée par la zone de dégazage principale a été évaluée à environ 30 000 m². Le débit moyen d'émissions naturelles de CO₂ y a été estimé à plus de 9,4 tonnes par jour, soit à 3400 tonnes par an. Ces valeurs sont comparables à celles estimées sur certains champs géothermiques ou certaines régions situées près de volcans actifs. Elles sont cependant très inférieures à celles correspondant aux émissions de certains volcans.

Ces gaz sont constitués à 97-98 % de dioxyde de carbone, de 0,2 % de méthane, d'un peu d'hélium et de radon. Leur composition chimique les classe parmi des gaz caractéristiques de magmas de zones de Points Chauds. Le carbone-13 mesuré sur le dioxyde de carbone, les rapports isotopiques de l'hélium et les isotopes du néon traduisent une origine mantellique profonde marquée pour ces gaz.

Compte tenu des résultats obtenus au cours de l'étude du potentiel géothermique (Sanjuan *et al.*, 2008), la présence d'une ressource géothermale dans les premiers 1000 m de profondeur peut être écartée et paraît peu probable jusqu'à environ 1500 m, profondeurs qui sont jugées

économiquement intéressantes pour produire de l'électricité à partir de la géothermie. Néanmoins, étant donné le volcanisme récent de Petite Terre, la localisation et le contexte de cette zone par rapport aux données géologiques, bathymétriques, géochimiques et géophysiques, l'existence d'une anomalie thermique ou d'un système hydrothermal à des profondeurs plus importantes ne peut être exclue.

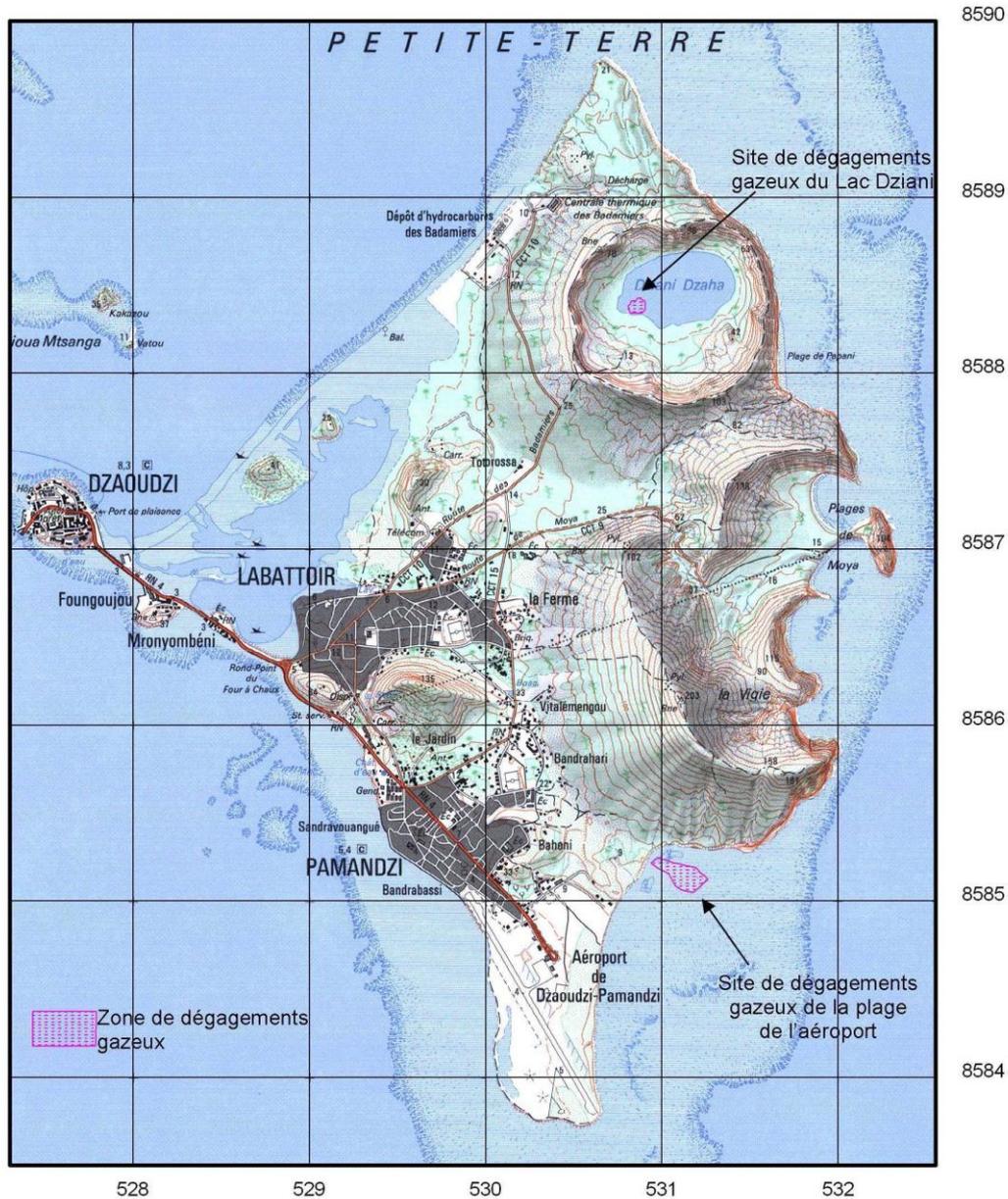


Figure 42 - Localisation de la zone de dégagement gazeux de CO₂, d'origine magmatique, située sur une plage près et à l'Est de l'aéroport. (Sanjuan et al., 2008).

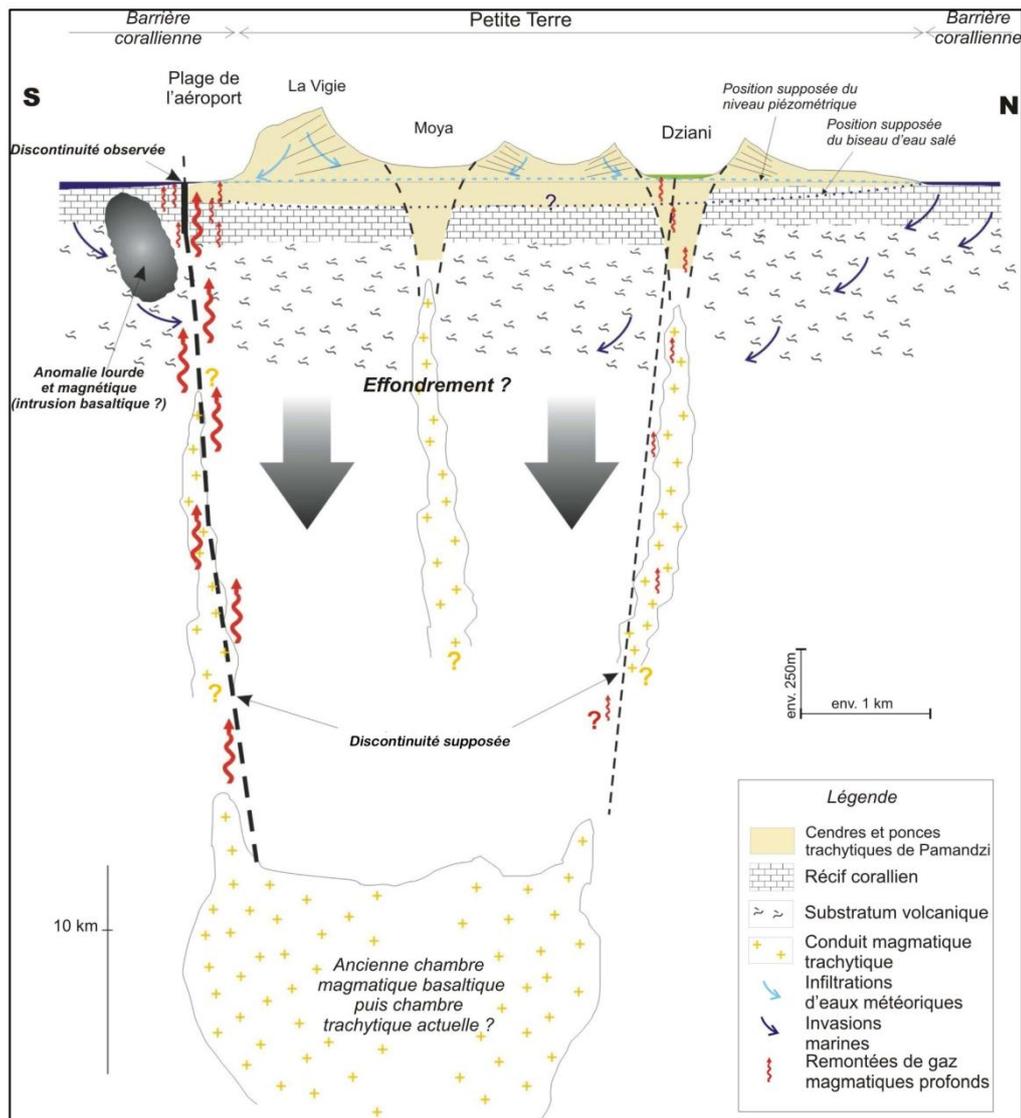


Figure 43 - Section verticale interprétative orientée N-S à travers l'île de Petite Terre et montrant la géologie du substratum et les liens entre dégagements gazeux et activité magmatique récente. Les formations carbonatées récifales sur lesquelles reposent les formations volcaniques récentes de Petite Terre sont probablement envahies par l'eau de mer et peuvent constituer un écran aux remontées d'éventuels fluides géothermaux profonds (Traineau et al., 2006 ; Sanjuan et al., 2008)

7.4. HYDROLOGIE ET EAUX SOUTERRAINES

7.4.1. Contexte socio-économique et usages de l'eau

Avec 570 habitants par km², Mayotte est le département Français le plus densément peuplé après ceux de l'Île-de-France et il est marqué, depuis plusieurs décennies, par une augmentation régulière et importante du nombre d'habitants (212 600 habitants en 2012). Sa population a ainsi triplé depuis 1987.

L'alimentation en eau potable représente la principale pression sur les ressources en eau. Aucune industrie consommatrice d'eau n'est présente sur l'île et les pratiques agricoles, essentiellement vivrières, sont exclusivement extensives. La production actuelle est de 8,2 millions de m³ par an, ce qui correspond à une consommation d'environ 105 l/j/hab. en 2012 dont plus de 70 % est apporté par les eaux superficielles (2 retenues collinaires et 15 prises d'eau), 20 % par les eaux souterraines (16 forages et 2 drains horizontaux) et moins de 10 % par le dessalement de l'eau de mer (1 usine).

L'augmentation de la consommation en eau est vouée à se poursuivre dans les années à venir de par la forte croissance démographique (natalité et immigration) et l'accession de la population à un niveau de vie plus élevé, mais aussi par la modification des pratiques agricoles liées à la professionnalisation de la filière au détriment des pratiques vivrières traditionnelles.

7.4.2. Climat

Le climat mahorais est de type tropical humide maritime (Lapègue, 1999). Les précipitations sont conditionnées principalement par le relief (Eberschweiler, 1986 ; Lapègue, 1999). Les précipitations moyennes interannuelles sont de 1 500 mm (à 100 m d'altitude) avec des variations comprises entre 1 000 et 2 000 mm selon l'altitude et le secteur de l'île. Elles sont ainsi comprises entre 1 000 et 1 200 mm dans le Sud de l'île et entre 1 500 et 2 000 mm sur le massif des crêtes du Nord, sur le Mtsapéré et le Bénara. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 26 °C sur la côte et diminue avec l'altitude, avec un gradient thermique de -0,8 °C par 100 mètres (Lapègue, 1999). Les variations de températures annuelles (3-4 °C à Pamandzi) et journalières (5 à 10 °C à Pamandzi) sont faibles. L'humidité est quant à elle comprise entre 60 et 100 % avec une moyenne de 80 % à Pamandzi. L'évapotranspiration potentielle (calculée par Météo-France selon la formule de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) diminue également en fonction de l'altitude. Elle est relativement stable quel que soit le mois, la saison ou l'année considérée (145 mm/mois à Pamandzi, altitude : 5 m) et est supérieure à la pluviométrie moyenne annuelle mesurée de l'ordre de quelques centaines de millimètre (Lapègue, 1999). Une estimation de la pluie efficace à partir des données de pluie et d'ETP journalière a été effectuée par Jaouen *et al.*, (2012), et des valeurs moyennes de l'ordre de 300 à 500 mm/an selon les secteurs ont été calculées, respectivement au Sud et au Nord.

Les différentes cartes d'isohyètes existantes (Eberschweiler, 1986 ; Lapègue, 1999) et les données de pluviométrie disponibles ne montrent pas de distinction significative entre une côte au vent et une côte sous le vent comme c'est souvent le cas sur les autres îles volcaniques en climat tropical. Les changements fréquents de régime et de direction des vents observés, associés à une altitude moyenne modeste par rapport aux îles où une telle distinction est observée (Hawaii, la Réunion, Canaries,...) pourraient expliquer cette particularité. La pluviométrie se répartie ainsi de façon relativement homogène autour de l'île, ne dépendant que de l'altitude avec cependant des précipitations plus importantes dans le Nord que dans le Sud.

7.4.3. Hydrologie

a) Les rivières

L'île de Mayotte compte une quarantaine de rivières pérennes. Le suivi des débits des principaux cours d'eau par les Services de l'État (DAF jusqu'en 2010 puis DEAL) met en évidence le caractère saisonnier très marqué des écoulements.

Le régime en période d'étiage (de septembre à novembre) est caractérisé par de faibles débits de base de quelques l/s à quelques dizaines de l/s. Dans le Sud de l'île, la plupart des cours d'eau sont à sec durant cette période.

À l'inverse, lors des épisodes pluvieux, les variations de régime sont très importantes et rapides, les écoulements sont alors le plus souvent de type torrentiel. D'une manière générale à Mayotte, les bassins versants répondent rapidement à un événement pluvieux isolé (entre 3 et 6 heures de l'amont à l'exutoire) et cette réponse brutale se résorbe rapidement en quelques jours voire en quelques heures. Cette dynamique torrentielle engendre des difficultés en termes d'aménagement (crues/inondations) et de gestion de la qualité des eaux destinées à l'alimentation humaine (matière en suspension, contamination bactériologique).

Les rivières sont soumises à d'importantes pressions, tant quantitatives pour l'alimentation en eau potable (14 captages répartis sur 12 rivières) ou agricole que qualitative liées aux pratiques traditionnelles (lessives en rivières) ou à une gestion des déchets encore récente (rejets d'assainissement, macrodéchets). Néanmoins, à ce jour, les pollutions demeurent essentiellement limitées aux zones urbaines littorales, préservant la qualité des cours d'eau sur une majeure partie du territoire.

b) Les plans d'eau naturels : le Dziani Dzaha (le lac du cratère) et le Dziani Karihani

Le Dziani Dzaha est un lac de cratère fermé proche de Moya (Petite Terre). D'une surface de 17,5 ha, c'est un lac typique d'un cratère explosif d'origine phréatomagmatique. Sa profondeur maximale est de 5,3 m en fin de saison des pluies. Ses eaux présentent une conductivité très élevée (de 80 à 85 mS/cm) et un pH basique (9,1 +/- 0,2 u.S.I.) témoignant d'un enrichissement en alcalins, K^+ et Na^+ essentiellement, et en carbonates sous la forme de HCO_3^- et CO_3^{2-} . Les eaux du lac ont pour origine des eaux marines et des eaux de ruissellement concentrées du fait des phénomènes d'évapotranspiration. Les teneurs en oxygène dissous supérieur à 150 % mettent en évidence une activité photosynthétique très importante qui serait essentiellement due à l'activité microbiologique (Asconit, 2010). Les sédiments du lac de Dziani sont majoritairement composés de limons fins et grossiers.

D'un intérêt écologique majeur, le Dziani Karihani, situé dans la commune de Tsingoni, est le seul plan d'eau douce naturel de Mayotte. Il s'agit d'une zone humide occupant une légère dépression topographique dont la superficie varie de 5 ha en saison humide lorsqu'elle est alimentée par le ruissellement, à 0,25 ha en saison sèche. En saison des pluies, un seuil naturel permet l'écoulement des eaux vers le Mro oua Orovéni par une surverse. Le Dziani Karihani pourrait s'être formé suite à la mise en place d'une ou plusieurs coulées de laves qui sont venues barrer les vallées en aval de ce plan d'eau.

c) Les plans d'eau anthropiques : les retenues collinaires de Combani et de Dzoumonyé

L'augmentation des besoins en eau potable ont amené la création de retenues collinaires formées d'un barrage poids coupant le cours de rivières naturelles. La retenue collinaire de Combani, construite en 1998, a une capacité de 1,523 Mm³ pour une surface de 26 ha. Elle est alimentée par la rivière Mro oua Mouala, affluent de la Mro oua Orovéni. La retenue de Dzoumonyé, construite en 2001 sur le bassin versant de la Mro oua Tanabé, permet le stockage de 1,991 Mm³ pour une superficie de 23 ha.

7.4.4. Hydrogéologie

a. Modèles hydrogéologiques

Les études visant à caractériser les ressources en eau souterraine de Mayotte menées entre 2007 et 2012 ont permis de préciser le fonctionnement hydrogéologique de l'île (Guilbert *et al.*, 2008 ; Jaouen *et al.*, 2012 et 2013).

La répartition spatiale des sources et les forages mettent en évidence la présence d'eau souterraine du niveau de la mer jusqu'à des altitudes d'au moins 300 m NGM. Cependant, cette répartition n'est pas homogène, la densité des points d'eau étant plus importante dans le Nord et le centre de l'île. Les niveaux piézométriques mesurés en forage suivent la topographie générale de l'île, et plusieurs nappes perchées ont pu être mises en évidence. L'existence d'une nappe de base, telle que supposée par Stieltjes *et al.* (1988) n'a pas été confirmée.

La majorité des aquifères est semi-captif à captif voire localement artésien sous des altérites ou des formations volcano-détritiques moins perméables. Les altérites, les formations volcano-sédimentaires ou sédimentaires et les pyroclastites sont caractérisées par des porosités d'interstice tandis que les laves fissurées/fracturées présentent des porosités de fractures. La variabilité latérale et verticale des formations géologiques et, donc, la variation des caractéristiques hydrodynamiques du milieu engendrent un compartimentage des réservoirs et des phénomènes de drainance.

Des structures de type « paléovallées » conditionnent également les écoulements souterrains. Certaines sont exploitées pour l'alimentation en eau potable : M'Tsangamouji F1 et F2, Mronabéja F2. Les essais d'hydraulique souterraine montrent pour l'ensemble des formations de l'île, des transmissivités comprises entre 5.10^{-3} et 1.10^{-5} m²/s et des débits spécifiques inférieurs à 10 m³/h/m.

À l'échelle de l'île, trois fonctionnements hydrogéologiques distincts ont été mis en évidence. Les laves massives (téphrites, phonolites, etc.) forment les crêtes résiduelles (crêtes du Nord, Choungui, crêtes du Mont Combani) sont généralement peu aquifères et dépourvus de cours d'eau pérennes mais incisées par de nombreuses ravines. À l'inverse, les massifs du Mtsapéré, du Bénara et du Digo, où alternent coulées de laves et inter-coulées (pyroclastites, brèches de progression, dépôts volcano-sédimentaires, paléosol, etc.) témoignent d'un potentiel aquifère bien plus intéressant par la présence de sources de déversement au contact de formations peu perméables alimentant de nombreux cours d'eau pérennes. Les anciennes cuvettes volcano-sédimentaires comme celle de Combani-Kahani, comblées par des apports volcaniques, volcano-détritiques voire sédimentaires, forment des ensembles particulièrement hétérogènes mais localement exploitables pour l'alimentation en eau. Le niveau de base actuel des cours d'eau est contrôlé par la présence de formations anciennes très altérées et globalement imperméable.

Les eaux souterraines présentent des minéralisations variables induisant des conductivités généralement comprises entre 100 et 700 µS/cm avec une valeur moyenne de l'ordre de 300 µS/cm. Très localement, les conductivités atteignent des valeurs importantes, supérieures à 1 000 µS/cm, liées à des interactions eau/roche plus importantes. Les eaux souterraines présentent des faciès bicarbonaté-sodi-calcique montrant plusieurs pôles d'enrichissement en fonction des caractéristiques de l'aquifère : météorique océanique, basaltique à phonolitique ou hydrothermal. Les eaux souterraines sont quasi exemptes de trace de pollution. Les datations basées sur l'analyse des CFC et des SF₆ ont montré des temps de résidence pouvant dépasser la cinquantaine d'année.

b. Intrusions salines

Au sein d'un aquifère, la différence de densité entre de l'eau douce et de l'eau salée crée une interface, plus ou moins diffuse, appelée biseau salé. Les intrusions salines sont conditionnées par la charge hydraulique de la nappe d'eau douce, limitant la pénétration de l'intrusion, et par la diffusivité du milieu (T/S) déterminant la migration de cette interface au gré des variations de charge hydraulique (marée, cycles saisonniers, etc.).

À Mayotte, aucune intrusion d'eau salée notable, au niveau de captages d'eau destinés à l'alimentation humaine, n'a été recensée. Néanmoins, l'existence d'un équilibre hydraulique entre eau continentale et eau marine est avéré en plusieurs points par l'observation de signaux de marées (périodicité de : 12 heures, 24 heures, 28 jours, etc.) sur les chroniques piézométriques d'ouvrages côtiers (Dispensaire de Mramadoudou (12316X0038), Kawéni 1 8'' (12307X0011), Gymnase de Labattoir (12308X0086)). Quelques études ont été menées par le BRGM pour prévenir les problèmes d'intrusion saline sur les aquifères de Kawéni et de Bandrélé (Wuilleumier *et al.*, 2004, BRGM/RP-53119-FR ; Wuilleumier *et al.*, 2004, BRGM/RP-53161-FR ; Eucher *et al.*, 2005, BRGM/RP-54082-FR ; Malard *et al.*, 2008, BRGM/RP-56773-FR et Malard *et al.*, 2010, BRGM/RP-57385-FR).

Le contraste de conductivité (inverse de la résistivité) entre l'eau douce ($< 1\ 000\ \mu\text{S}/\text{cm}$) et l'eau de mer (environ $50\ 000\ \mu\text{S}/\text{cm}$) fait des données électromagnétiques acquises dans ce projet un outil particulièrement adapté à la caractérisation des intrusions salines. En partant de l'hypothèse que les résistivités inférieures à $5\ \text{ohm.m}$ correspondent à des eaux salines (Lienert, 1991 ; Desclotres *et al.*, 1997 ; Ozouville *et al.*, 2008 ; Auken *et al.*, 2009 ; Pryet *et al.*, 2012), de premières interprétations du modèle 3D TDEM ont été faites par Jaouen *et al.* (2012) et Jaouen *et al.* (2013). Celles-ci mettent en évidence que l'intrusion d'eau marine dans les terres est relativement limitée et généralement inférieure à quelques centaines de mètre. Ces intrusions affectent particulièrement les formations fluvio-marines estuariennes (cf. Figure 44) ainsi que les formations volcanoclastiques (Petite Terre) ou volcano-sédimentaires (Kawéni). À l'inverse, elle semble relativement épargner les nappes captives plus profondes ce qui devra être confirmé par des études plus approfondies.

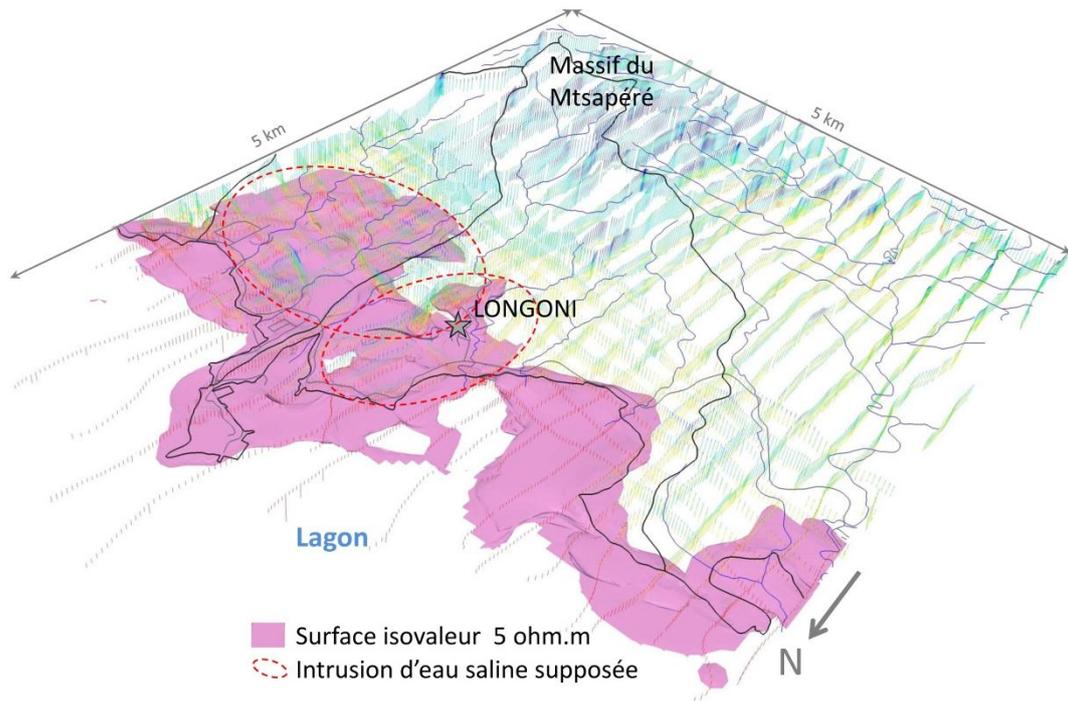


Figure 44 - Vue de la surface d'isovaleur 5 ohm.m représentant l'interface eau douce - eau salée au niveau du littoral près du village de Longoni. De très faibles résistivités sont observées dans les vallées de la Mgombéni et de la Tririni à l'Est de Longoni ainsi que le long de la rivière Longoni.

7.5. SUBSTANCE UTILES – CARRIÈRES

Les ressources minérales de Mayotte (Figure 45) peuvent être rassemblées en trois filières (Mouron et Rançon, 1999) :

- filière « roches volcaniques saines » utilisées en tant que granulats et pierres de construction (lauzes et moellon). Ces produits sont surtout exploités au niveau des édifices volcaniques récents et leur quantité est limitée. Celles de bonne qualité et qui constituent un volume important sur l'île sont surtout de nature phonolitique. Ainsi, la phonolite de Mujini Kungu fait l'objet d'une exploitation artisanale au coin, à la barre à mine et à la pioche sur deux types de gisements principaux : 1) directement sur le massif de phonolite, où des fronts de taille ont été ouverts en deux endroits (à l'Est et au Nord-Ouest du massif) afin d'extraire des dalles de phonolite saines, débitées ensuite à volonté, 2) au sein des colluvions à blocs / éboulis en bas de pente, où les dalles sont libres et où leur récolte demande moins d'efforts. Le Choungui Sohoa, plus grand dôme phonolitique de l'île, a été cubé à 175 millions de tonnes ;
- filière « produits argileux » : les roches mahoraises sont largement argilisées et une étude récente (Spencer *et al.*, 2004) montre que ces argiles peuvent être utilisées pour la fabrication de briques. Des travaux de quantification de la ressource sont nécessaires. L'altération hydrothermale s'est surtout développée autour de quelques intrusions de phonolite et a produit des argiles de la famille des kaolins. C'est le cas à Chirongui où la kaolinisation est diffuse et semble surtout guidée par des dykes ;
- filière « pouzzolanes et ponces » : la bonne qualité des produits pyroclastiques de Mayotte permet leur utilisation actuelle comme dégraissant ou en produit de substitution aux sables mais ils pourraient aussi être utilisés pour la fabrication d'isolants phoniques, de ciments pouzzolaniques ou pour l'assainissement (Mouron et Rançon, 1999).

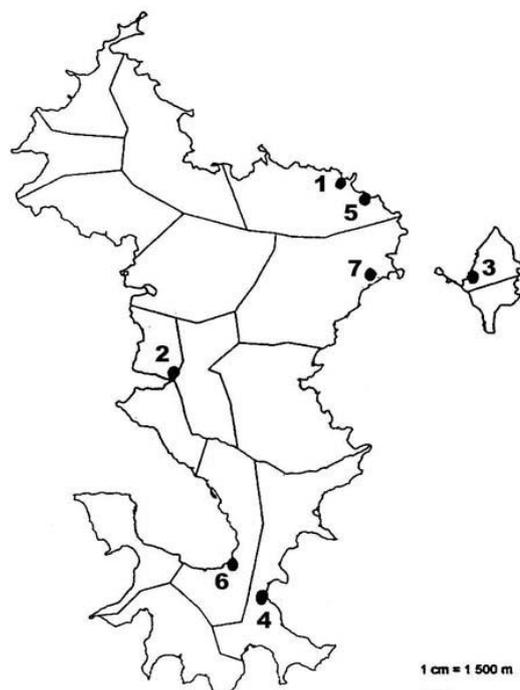


Figure 45 - localisation et nature des principales carrières de Mayotte.

- 1- La carrière de Koungou : Basalte massif, est concassé puis exploité dans des bétons et des routes ; 2 - La carrière de Barakani : Phonolite massive en bloc ou en dalles ; 3 - La carrière de Totorossa : Matériaux hétérogènes constitués de cendres, de lapilli et de blocs à texture scoriacée (projections volcaniques), permet la constitution de couches d'assainissement et l'empierrement des routes ; 4 - La carrière de Mtsamoudou : Phonolite dure fragmentée par des explosifs puis à l'aide d'engins de concassage, obtention de graviers et de sable, utilisés pour les couches de base et de roulement des routes, la confection de bétons ; 5 - La carrière de Majikavo-Koropa et de Majikavo-Lamir : Roche dure qui se débite en dalles décimétriques, utilisées pour les pavages ; 6 - La carrière de Chirongui : Kaolin (argile blanche) provenant de l'altération chimique de phonolites, mélangé à d'autres matériaux permet la fabrication de briques cuites ; 7 - La carrière de Doujani : Phonolite dure utilisée comme matériel d'enrochement de la déviation de Mtsapéré.

8. Mayotte, un patrimoine géologique à découvrir et à préserver

La nature lithologique du sous-sol contribue fortement à notre environnement, au modelé des paysages, à certains aspects du climat, aux types de végétation, à l'architecture traditionnelle, voire même au mode de vie des hommes. La cartographie réalisée a permis d'améliorer la connaissance de ce patrimoine géologique et d'identifier certaines zones dignes d'être protégées pour leur rareté, leur intérêt pédagogique, leur esthétique particulière et/ou leur exceptionnelle conservation.

Un guide de découverte géologique de l'île de Mayotte leur est spécifiquement consacré (Graviou et Rançon, 2006) et disponible dans les librairies de Mayotte. Ce guide liste et décrit un ensemble de sites géologiques remarquables généralement facilement accessible par les routes carrossables.

Un dense réseau de sentier de randonnée permet de parcourir l'essentiel des massifs boisés et cultivés et d'arpenter les principaux ensembles géologiques et géomorphologiques décrits ci-dessous.

8.1. MASSIF DU DIGO

Au Nord de Combani, le mont Digo est un petit massif culminant à 255 m, qui s'individualise morphologiquement très bien des surfaces planes qui l'entourent. Situé sur un seuil entre les grands ensembles du Mtsapéré (à l'Est) et du Nord-Ouest, le Digo est un édifice volcanique à part entière.

Les lithologies rencontrées sur les hauteurs du massif sont principalement des tufs à blocs scoriacés, d'une puissance importante (de l'ordre de la dizaine de mètres à l'affleurement). Ils sont riches en bombes volcaniques fusiformes au cœur vésiculé et présentant une bordure de trempe nette. La présence de ces dernières indique que le massif du Digo correspond à un ancien cône - ou ensemble de cônes - de scories. Les dynamismes classiquement associés à ce genre d'édifice sont respectivement dits « Hawaïens », dans le cas où un/plusieurs cônes de scories soudées se forment le long de fractures éruptives et « Stromboliens » dans le cas où le/les édifices sont associés à des points d'émissions centrés et à une activité plus explosive. Les bombes renvoient cependant préférentiellement vers une activité de type Strombolienne.

Les surfaces planes qui entourent le Digo de manière radiale (notamment au Nord et à l'Ouest) forment des planèzes et pourraient être des coulées intensément altérées et en train d'être mises en inversion de relief par l'érosion actuelle.

L'altération est inégale au niveau du massif : les tufs à blocs scoriacés sont globalement saprolitisés mais des pointements, en particulier au Sud, présentent des scories fraîches qui paraissent avoir un âge plus jeune que les 1,4 et 1,5 Ma actuellement donnés pour le massif du Digo. Les données magnétiques indiquent que le massif s'est construit essentiellement en période d'inversion magnétique et pourrait être concomitant avec la construction du Mtsapéré vers 0,8 Ma. De plus, la coulée qui atteint la mer a été datée à 0,77 Ma confirmant un âge un peu plus récent. Les planèzes sont largement altérées : les allotérites peuvent avoir des puissances supérieures à 5 m tandis que les saprolites se rencontrent fréquemment dès que l'incision est prononcée. La roche saine n'affleure quant à elle que très rarement, dans les

hauteurs, où il s'agit alors de départ de coulées, ou au niveau des ravines profondément entaillées.

8.2. SYSTÈME DE PALÉOSURFACES DE COMBANI

L'ensemble géomorphologique de Combani, composé de larges plateaux en cours d'incision, est unique à Mayotte. Il est en effet aisé de reconstruire, en gommant les ravines formées par l'érosion actuelle, une grande surface plane qui part de la base du massif du Digo vers 200 m l'altitude et qui descend en pente douce jusqu'au lagon à l'Ouest et vers le Sud pour atteindre des altitudes respectives de 75 m au niveau de Tsingoni et 100 m en direction de Kahani. Cet ensemble peut morphologiquement être interprété comme un ancien seuil, qui s'est construit petit à petit grâce à l'accumulation de produits issus à la fois des ensembles du Nord-Ouest, du Mtsapéré et du Digo.

Protégé d'une érosion trop intense de par son altitude moyenne, sa position intermédiaire entre deux grands ensembles et par la présence de massifs de phonolite à l'Ouest qui arment le tout, le système de paléosurfaces de Combani au sens large a assez bien conservé sa morphologie d'origine. L'altération exogène a ainsi pu se développer de manière importante sur ces surfaces stables et entraîner la formation d'un front d'altération puissant avec une épaisse couverture d'allotérites que l'on retrouve aujourd'hui sur toute la surface plane de Combani à la couleur rouge brique caractéristique.

Dans le détail, plusieurs sous-ensembles s'individualisent. Les paléosurfaces au Nord et à l'Ouest du Digo sont principalement laviques et peuvent donc être assimilées autant d'un point de vue morphologique que génétique à de larges planèzes au sens strict.

La paléosurface sur laquelle est installée la ville de Combani semble différente. Elle est composée d'une alternance complexe de niveaux laviques, de tufs à lapillis ou blocs très altérés et de niveaux d'alluvions d'épaisseur pouvant être métrique à galets centimétriques. Situés à des altitudes importantes (de l'ordre de 120 m), ces niveaux clairement alluvionnaires sont visibles notamment au pied du barrage de la retenue collinaire de Combani ou le long du CCD1 reliant Kahani à Combani. Il est donc possible d'individualiser une paléosurface de Combani *sensu stricto*. Celle-ci n'est plus constituée uniquement d'unités laviques comme les planèzes du Digo mais correspond à une superposition sans doute complexe d'unités volcaniques primaires (laves, cendres, pyroclastites), secondaires (dépôts de lahars, brèches de remaniement), et de produits de démantèlement des ensembles volcaniques voisins (Digo, Nord-Ouest, Mtsapéré). Cette séquence, dominée par la fraction volcanique en période d'activité et par la fraction sédimentaire pendant les périodes d'accalmie, se met en place au sein d'une large zone d'épandage faiblement inclinée vers le Sud-Ouest. Cette surface plane a ainsi pu accueillir, au cours de son histoire, un système de type plaine alluviale, au sein de laquelle les tracés des cours d'eau (lits majeurs et mineurs) sont fluctuants (méandriques) et très dépendant de la nature de l'activité volcanique. Il est même possible que de pseudo-lacs temporaires aient pu voir le jour au sein de cet ensemble comme cela est suggéré dans le lagon (Audru et *al.*, 2006).

Cette hypothèse renforce l'idée que le système de Combani-Digo dans son ensemble se situe au niveau d'un seuil entre les deux grands ensembles que sont le Mtsapéré et le Nord-Ouest. Celui-ci a été protégé de l'érosion et est aujourd'hui en cours d'incision.

8.3. ENSEMBLE LAVIQUE DE HAPANDZO, VALLÉE PERCHÉE DE COCONI

L'ensemble lavique de Hapandzo est composé de laves saines, pour lesquelles il est possible de reconstituer une séquence de mise en place. Les escarpements qui affleurent dans la Mro Oua Coconi laissent apparaître un premier ensemble de coulées épaisses et prismées de téphrite à amphiboles, pyroxènes et rares olivines recouverte par une seconde unité située en amont de la cascade de Hapandzo et constituée par un basalte riche en olivines (20 % environ) et présentant une colonnade à l'affleurement.

D'un point de vue morphologique, cet ensemble lavique barre aujourd'hui le chemin de la Mro Oua Coconi et a donné naissance à la cascade de Hapandzo. Assez courant sur l'île (exemples des cascades du Sud de Kahani, du Sud de Bouyouni, de Soulou), ce phénomène entraîne une accumulation importante de sédiments en amont de ces barrages naturels. Les « vallées perchées » ainsi formées deviennent alors des plaines alluviales fertiles et propices à l'agriculture (le plus bel exemple étant sans doute la plaine alluviale perchée de Coconi).

8.4. MASSIFS PHONOLITQUES DE CHICONI, DU POINT CÔTÉ 126, DU CHOUNGUI SOHOA ET DE TSINGONI

Une particularité de la côte centre-Ouest de Mayotte est de posséder un alignement grossièrement Nord-Ouest / Sud-Est de quatre massifs phonolitiques (Tsingoni, Choungui Sohoa, point côté 126 et mont Chiconi).

Le Choungui Sohoa est la plus importante masse phonolitique de Mayotte en termes de répartition spatiale, de volume et de résistivité des roches. La lave fraîche est grise-verte, à cassure esquilleuse coupante et produit un son clair à la percussion, caractéristique de la phonolite. Les phénocristaux présents sont automorphes : blanchâtres et trapus ou translucides et en baguettes, il s'agit principalement de feldspaths.

L'altération importante du massif est le résultat 1) d'une circulation endogène de fluides à haute température (dits hydrothermaux) synchrone de la mise en place du massif et 2) de l'action de fluides exogènes. La saprolite blanchâtre, riche en kaolinite, qui se développe le long de fractures et individualise des boules de phonolites est due au passage des fluides hydrothermaux. Très dépendante du trajet de ces derniers et de la perméabilité du massif au moment de sa mise en place, l'altération endogène se concentre le long de drains et semble avoir épargné de larges zones du dôme (notamment au Nord). L'altération exogène, plus généralisée, est alors responsable de la formation du toit d'allotérites rouge-sang qui vient coiffer le massif. Les puissances respectives des saprolites et des allotérites sont très variables, de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres pour la première et de l'ordre de 5 m pour la seconde. À noter la présence, au niveau de la pointe au Nord de la plage de Mtsanga Sohoa, d'un dyke entièrement saprolitisé de phonolite, orienté N 020-80 E qui recoupe le dôme. Ce genre de dyke est rare à Mayotte.

Un glissement de terrain important a eu lieu sur le flanc Nord du Dôme. Il est souligné par l'interruption de l'affleurement du niveau de roche saine et le décalage vers l'aval des niveaux de saprolite et d'allotérite.

D'un point de vue morphologique, le massif du point côté 126 et le Choungui Sohoa sont très proches. Ils forment tous deux de larges dômes en galettes (kilométrique pour le premier et plurikilométriques pour le second) couvert de bad-lands (padzas) qui laissent apparaître les couleurs rouge-sang et blanche caractéristiques des teintes de phonolite altérée. Les massifs

de Tsingoni et du mont Chiconi sont quant à eux morphologiquement plus proches de piton, assez pointus et à la superficie plus réduite.

Le piton de Tsingoni et le Choungui Sohoa ont la particularité de posséder une large zone en dépression en face de leur flanc Nord. Celles-ci sont en forme de croissants, très bien marqué pour le piton de Tsingoni et dans une moindre mesure pour le Choungui Sohoa, et rappellent fortement des incisions associées à des édifices de type Maar. Il est ainsi probable que des manifestations phréatomagmatiques aient précédé l'extrusion des massifs phonolitiques et que ces derniers aient partiellement comblé des cratères de maar lors de leur mise en place. Seules les parois Nord des cratères sont encore visibles aujourd'hui. L'absence de dépôt phréatomagmatique indique que l'on se situe aujourd'hui à un niveau profond de l'édifice, dans le substratum. Les produits distaux ont quant à eux été érodés et incorporés aux paléosurfaces de Combani.

8.5. MTSAPÉRÉ.

Le Mtsapéré s'est édifié autour de 1,8 Ma avec l'effusion successive de laves basaltiques, trachyandésitiques, téphritiques et de phonolites intrusives qui reposent sur un substratum très altéré. Ce substratum est composé de coulées essentiellement basaltiques et il a été très intensément altéré. Il affleure de manière généralisée dans les parties basses des vallées de la Kwalé et de la Gouloué et très localement dans la vallée de la Majimbini. Il a été recoupé par les forages de Gouloué 1 (1230-7X-0045) et Kwalé 2 (1230-7X-0023).

Les coulées de basalte mélanocrate à mésocrate à texture granuleuse, riche en pyroxènes de taille infra-millimétrique à millimétrique d'une dizaine de mètres d'épaisseur ont comblées des paléovallées antérieures creusées dans un substrat ancien. Leur base montre quelquefois des niveaux de scories et de projections pyroclastiques métriques. Ces laves sont le plus souvent saines avec une fissuration subhorizontale et subverticale.

La fin de l'édification du massif volcanique du Mtsapéré est marquée par une phase d'activité phonolitique et par la mise en place de coulées de téphrites. Ces formations visqueuses constituent le dôme-coulée du sommet du mont Mtsapéré. Des extrusions de plus petite dimension se sont aussi mises en place à Doujani, Longoni, mont Combani.

8.6. LE MASSIF DU BÉNARA

La crête du Bénara montre un ensemble de coulées volcaniques et d'intercoulées bréchiques riches en dépôts de tufs à lapillis. Les coulées sont peu pentées avec un pendage faible vers le NNW. Ce pendage apparaît aussi dans l'imagerie électromagnétique sous le Bénara où un pendage général vers le NNW a été observé.

Au sommet du massif du Bénara affleurent des basanites à olivine et pyroxène.

8.7. PETITE TERRE

L'impression qui se dégage des roches de Petite-Terre est totalement différente selon que l'on commence leur étude par l'Ouest ou par l'Est. Dans le premier cas, à la descente de la barge arrivant de Mamoudzou, le géologue sera immédiatement interpellé par le promontoire naturel de Dzaoudzi qui se dresse devant lui ainsi que par les nombreux pointements similaires le long de la route qui mène à Pamandzi ou le long de la vasière des Badamiers. Lorsque l'on s'approche de plus près, la roche qui les compose est rougeâtre et formée d'une multitude de

fragments de lave vésiculée de toutes tailles (parfois même métriques) appelées « scories » et agglomérées les unes aux autres. Il est aussi possible de trouver quelques bombes volcaniques, parfois allongées « en fuseau », typiques d'une activité dite « strombolien ». Ces pointements sont donc les restes de cônes de scories stromboliens, édifiés au cours d'éruptions sans doute relativement courtes dans le temps, potentiellement différentes les unes des autres et où le magma est basique (pauvre en silice). Ces cônes se forment directement autour du cratère, par accumulation de matériel projeté en l'air par des explosions faibles à modérées. L'homme a exploité cette substance sous le nom de « pouzzolane ». Les magmas basiques étant fluides, les gaz s'en échappent facilement et des coulées de laves peuvent être associées aux cônes de scories stromboliens. C'est par exemple le cas pour le cône de « La Ferme » où une carrière a exploité une roche dure massive bleuté pour du granulat : il s'agit d'une coulée de lave basaltique, qui part du cône (bien visible dans la carrière) et semble s'écouler vers l'Ouest. Le degré d'altération de ces édifices stromboliens de Petite-Terre est comparable aux cônes de la pointe Mahabou et de Kavani, ce qui laisse penser que ces édifices sont contemporains et appartiennent au même ensemble volcanique récent.

Si l'on aborde Petite-Terre par l'Est, à la sortie de l'aéroport de Dzaoudzi-Pamandzi, les roches rencontrées sont totalement différentes. Il s'agit en effet d'un dépôt clair, beige à jaunâtre, très peu consolidé, cendreuse, avec un litage (stratification) très bien marqué, une granulométrie extrêmement variable (depuis l'échelle de l'affleurement jusqu'à celle de la strate) et une lithologie extrêmement variée: il s'agit de dépôts phréatomagmatiques dits de « maars ». Comme leur nom l'indique, ces dépôts se forment lors d'interactions entre du magma et de l'eau : si au cours de sa remontée, le magma rencontre une poche d'eau superficielle, la différence de température entre ces deux corps peut entraîner une vaporisation instantanée de l'eau et des explosions violentes vont avoir lieu, arrachant tous les terrains situés au-dessus du lieu de rencontre. Selon les cas, les poches d'eau en question sont une rivière, une nappe phréatique ou, comme c'est probablement le cas à Petite-Terre, des infiltrations d'eau de mer au sein du récif corallien. Ces explosions violentes à « l'emporte-pièce » expliquent pourquoi les dépôts des maars de Petite-Terre sont un véritable puzzle lithologique dans lequel on retrouve aussi bien des laves à olivine, à pyroxène ou à amphibole, des cumulats de base de chambre, des basaltes, des laves différenciées et même des fragments de coraux : tous ces éléments proviennent des roches enfouies sous Petite-Terre et ont été arrachés à leur substrat par les violentes explosions phréatomagmatiques qui ont donné naissance aux maars.

Ainsi, la falaise littorale de la plage des Badamiers est par exemple taillée dans le flanc de l'édifice volcanique (maar) de Dziani Dzaha et permet d'observer l'organisation des dépôts de cendres et de lapilli ponceux organisés en couches successives. Ces couches témoignent d'une multitude de phases de dépôt et d'une mise en place sous forme de déferlantes et de retombées pyroclastiques. Parmi les structures remarquables, on note par exemple la présence de nombreuses stratifications entrecroisées, ainsi que celle de blocs de lave éjectés par les explosions qui sont venus percuter les dépôts de cendres encore meubles. Aujourd'hui, le fond du cratère du Dziani Dzaha est occupé par un très beau lac de couleur verte de 17,5 ha.

La différence majeure entre les styles éruptifs stromboliens et phréatomagmatiques est ainsi la présence ou non d'eau sur le trajet du magma lors de sa remontée. Les maars et les cônes de scories étant géographiquement très proches les uns des autres et, qui plus est, situés tous deux à proximité immédiate de l'Océan ou du lagon, comment expliquer que le magma rencontre de l'eau dans un cas pour former des maars et n'en rencontre pas dans l'autre cas pour former des cônes de scories ? C'est ici que la chronologie des événements va sans doute se révéler être cruciale. Une série d'affleurements localisés au niveau des anciennes carrières de pouzzolane à l'Est de Totorossa permettent notamment de voir les relations stratigraphiques entre les cônes de scories de l'Ouest de Petite-Terre et les maars de l'Est. La succession des dépôts est claire : les lits phréatomagmatiques clairs viennent draper les flancs des cônes de

scories rougeâtres. Ainsi, comme il est possible de le voir sur tous les affleurements reconnus de Petite-Terre, les cônes de scories sont systématiquement recouverts par les produits des maars. L'activité strombolienne est donc antérieure à l'activité phréatomagmatique. Parfois, les dépôts de maars sont si épais qu'ils viennent recouvrir entièrement les cônes de scories, les masquant totalement. C'est par exemple le cas au niveau de la plage de l'aéroport (« Ha Shiwawa »), où un petit cône de scories a été enfoui sous les dépôts de maar et n'apparaît en front de mer qu'à la faveur de l'érosion marine.

Camoin *et al.* (2004) ont montré que le lagon de Mayotte était émergé lors de la dernière glaciation, entre 18 000 et 17 000 ans B.P.; le niveau marin étant situé entre 110 et 115 m sous son niveau d'aujourd'hui. À cette époque, le récif est émergé et des cavités peuvent se creuser dans la roche calcaire qui le compose, par exemple par dissolution préférentielle lors de l'infiltration de l'eau de pluie donnant naissance à un karst. Ces cavités ont notamment été observés par submersible jusqu'à des profondeurs de 150 m par Dullo *et al.* (1998) et forment un réseau dit « karstique ». Camoin *et al.* (2004) ont aussi montré que la terrasse à -60 mètres de profondeur qui fait le tour de l'île s'est développée entre 12700 et 11600 ans cal B.P.. Cette date de 11600 ans B.P. marque le début du ré-ennoisement franc du lagon (Zinke *et al.*, 2003) qui va se poursuivre jusqu'à se stabiliser à son niveau actuel vers 3 000 à 2500 ans avant aujourd'hui (Camoin *et al.*, 2004).

En quoi ces variations du niveau marin, phénomène d'échelle planétaire, pourraient avoir une influence sur l'activité volcanique de l'île ? De manière très simple : lorsque le niveau marin était à son plus bas, le lagon était émergé et les remontées de magmas au niveau de Petite-Terre ne rencontraient pas ou peu de poches d'eau sur leur passage : l'activité en surface était ainsi majoritairement strombolienne. Après 11600 ans B.P., la remontée du niveau marin renfloue progressivement le lagon ; le réseau karstique est ennoyé lui aussi, formant une sorte de barrière naturelle riche en eau que vont inmanquablement rencontrer les futures remontées de magma : le style éruptif en surface sera ainsi phréatomagmatique. Les cônes de scories stromboliens seraient ainsi Pléistocènes à Holocènes (plus vieux que 10 000 ans environ) tandis que les maars seraient Holocènes francs. Dans le détail, l'histoire est plus complexe étant donné que le magma ayant donné naissance aux cônes de scories (basalte) n'est pas le même que celui ayant donné naissance aux maars (phonolite), mais le décalage temporel ainsi que le rôle du lagon (ennoyé ou exondé) dans l'activité volcanique de Petite Terre restent sans doute parfaitement valables.

9. Bibliographie

Allen R.G., L.S. Pereira, D. Raes, Smith M. (1998) - Crop evapotranspiration - guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage paper, 56. Rome, Italy : Food and Agriculture Organization of the United Nations, ISBN 92-5-104219-5.

Asconit – Arvam – Pareto (2006) - SDAGE de Mayotte. État des lieux et définition des enjeux fondamentaux. Direction de l'Agriculture et de la forêt de Mayotte.

ASCONIT Consultants (2010) - Diagnostic physico-chimique et biologique du lac de cratère Dziani Dzaha (Mayotte, Petite Terre). Direction de l'agriculture et de la forêt de Mayotte. E1535. Novembre 2010. 63 p.

Audru J.C., Mathon C., Desprats J.-F., Sabourault P. et Guillobez S. (2003) – Formations superficielles et aléas naturels à Mayotte. Géologues n° 137.

Audru J.C., Bitri A., Desprats J.F., Mathon C., Maurillon N., Nédellec J.L., Jossot O., Rançon J.P., Sabourault P., Sedan O., Terrier-Sedan M. et Zornette N. avec la collaboration de Stollsteiner P. (Antéa), de Guillobez S. (Cirad), de Daniel P. et de Haie B. (Météo-France) (2004) – Atlas des aléas naturels à Mayotte, Communes de Mamoudzou, Kougou, Dzaoudzi et Pamandzi. Rapport BRGM RP-53037-FR.

Audru J.C., Guennoc P., Thinon I., Abellard O. (2006) - Bathymay : la structure sous-marine de Mayotte révélée par l'imagerie multifaisceaux. C.R. Geoscience 338, 1240-1249

Audru J.C., Bitri A., Desprats J.F., Dominique P., Euchet G., Hachim S., Jossot O., Mathon C., Nédellec J.L., Sabourault P., Sedan O., Stollsteiner P., Terrier-Sedan M. (2010). Major natural hazards in a tropical volcanic island : a review for Mayotte island, Comoros archipelago, Indian Ocean. Engineering geology, 114, 264-381.

Auken, E., Violette, S., d'Ozouville, N., Deffontaines, B., Sorensen, K.I., Viezzoli, A. et G. de Marsily (2009). An integrated study of the hydrogeology of volcanic islands using helicopter borne transient electromagnetic: application in the Galapagos Archipelago. C.R. Geosciences 341, 899-907.

Auken E. and Hydrogeophysics Group (2011) - SkyTEM Survey Mayotte 2010. Report Number 2010-10-01, 150 p.

Bachèlery, P. et Coudray, J. (1993). Carte géologique des Comores, Notice explicative de la carte volcano-tectonique de la Grande-Comore (Ngazidja), échelle 1/50 000. Ed. Ministère Français de la Coopération.

Bauer, M. (1911) - Gesteinsproben der Wittu Insel, von Zanzibar, Archipel von den Comoren, Madagascar, Ceylon, etc, in Voeltzkow A. Reise in Ost Afrika in den Jahren 1903-1905. Bd J, Absteill1911, 17-51

Ben Youssouf, A.A. (1991)- Morphogénèse et modelé dans un milieu insulaire tropical : l'exemple de Mayotte. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille, 286 p, 65 fig, 34 photos, Carte géomorphologique h.t.

Besnard, V. (1997) - Pétrologie et géochimie des laves alcalines de la zone centrale de l'île d'Anjouan (Archipel des Comores). DEA, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

BRGM (1997) – « Notes d'orientation pour l'établissement de la carte géologique de la France ». n° 260 – 3ème éd.

Camoin G.F., Montaggioni L.F., Braithwaite C.J.R. (2004) - Late glacial to post glacial sea levels in the western indian ocean. *Marine geology*, 206, 119-146.

Cebria, J.M., Lopez-Ruiz, J., Dolbas, M., Oyarzun, R., Bertogen, J., Benito, R. (2000) - Geochemistry of the Quaternary alkali basalts of Garrotxa (NE Volcanic Province, Spain), a case of double enrichment of the mantle lithosphere. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102,217-235.

Chouteau M., et Giroux B. (2005) - Méthodes électromagnétiques – notes de cours, École Polytechnique de Montréal.

Class, C. and Goldstein, S. (1997)- Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Sciences Letters* 150, 245-260.

Class, C., Goldstein, S., Altherr, R., Bachèlery, P. (1998) - The process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins -the case of Grande Comore. *Journal of Petrology* 39,5, 881-903.

Cochran J.R. (1988) - Somali Basin Chain Ridge, and the origin of the Northern Somali Basin gravity and geoid low. *J. Geophys Res.*, 93, p. 11985-12008.

Cogné J.P. (2003) - PaleoMac: a Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(1), 1007, doi:10.1029/2001GC000227.

Colonna M. (1994) - Chronologie des variations du niveau marin au cours du dernier cycle climatique (0 - 140 000 ans BP) dans la partie sud-occidentale de l'océan indien : implications paléoclimatiques et paléocéanographiques. Thèse doctorat, Univ Provence Marseille.

Danielsen J.E., Auken E., Jørgensen F., Søndergaard V., Sørensen K.I. (2003) - The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys, *Journal of Applied Geophysics*, 53, 181-198.

De Saint Ours J. (1960) - Études géologiques dans l'extrême Nord de Madagascar et l'archipel des Comores. Rapport Service Géologique Tananarive, 221.

Debeuf D. (2004) - Étude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien) - Thèse de 3ème cycle de l'Université de la Réunion, 277 p.

Delteil, J., G. et Jacquart, et al. (1978) - Continental margins of south-western Indian Ocean. *Proc.offshore Technol.Conf1978.3*, 1835-1841.

Descloitres, M., Ritz, M., Robineau, B., Courteaud, M. (1997) - Electrical structure beneath the eastern collapsed flank of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island: implications for the quest of groundwater. *Water Resour. Res.* 33, 13–19.

- Dullo W.C., Camoin G.F., Blomeier D., Colonna M., Eisenhauer A., Faure G., Casanova J., Thomassin B.A.** (1988) - Morphology and sediments on the fore-slopes of Mayotte, Comoro Islands: direct observations from a submersible, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol. 25, 219-236.
- Eberschweiler, C.** (1986) - Étude hydrologique, hydrochimie et géochimie isotopique d'une île volcanique sous climat tropical humide : Mayotte. Thèse de doctorat en sciences, Université Orsay Paris Sud, 295 p.
- Emerick, C.M. and Duncan, R.** (1982) - Age progressive volcanism in the Comore Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. Earth and Planetary Sciences Letters 60,415-428.
- Emerick, C.M. and Duncan, R.** (1983) - Age progressive volcanism in the Comore Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. Errata. Earth and Planetary Sciences Letters 62, 439.
- Esson, J., Flower, M.J.F, Strong, D.F, Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J.** (1970) - Geology of the Comore Archipelago, western Indian ocean. Geological Magazine 107, 549-557.
- Eucher G., Mieke JM., Mouron R.** (2005) - Modalité d'exploitation et de protection de l'aquifère de Kawéni. Rapport année 2. BRGM/RP-54082-FR. 83 p., 20 ill., 4 ann.
- Flower, M.J.F and Strong, D.F.** (1969) - The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores archipelago. Earth and Planetary Sciences Letters 7, 47-50.
- Flower, M.J.F.** (1971) - Petrology of volcanic rocks from Anjouan, Comores Archipelago. Bulletin de la Société Géologique de France 36, 1,238-250.
- Gevrey A.,** (1870) - Essai sur les Comores. Réédition. Éditions du BAOBAB, 1997, 206 p.
- Graviou P., Rançon J.P.** (2006) - Curiosités géologiques de Mayotte. Éditions BRGM et Baobab, 96 p.
- Guilbert M., Aunay B., Lachassagne P., Malard A., Mathieu F.** (2008) - Synthèse hydrogéologique du Nord-Est de Mayotte. Caractérisation des masses d'eau souterraine des secteurs de Petite-Terre et de Tsoundzou-Koungou. Rapport BRGM/RP-56600-FR, 79 p., 29 ill. et 8 ann.
- Guilcher A., Berthou L., Le Calvez Y., Battistini R., Rosnier A.** (1965) - Les récifs coralliens et le lagon de l'île de Mayotte. Mém ORSTOM Paris 11, 210p.
- Hachim S.** (2004) - Catastrophes ! Mayotte perd sa mémoire, mémoire de DEA de géographie, université Paul-Valéry, Montpellier.
- Hajash, A. et Armstrong, R.L.** (1972) - Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the Comores islands, west central indian ocean. Earth and Planetary Sciences Letters 16,231-236.
- Izard, J.M., Soumille, O., Seng, P., Vallée, G.** (1999) - Agromanagement of soils and cropping systems. In: Rasolo, Raunet (Ed.), International workshop on agromanagement of soils and cropping systems. CIRAD, Antsirabe, Madagascar, pp. 509–518

Jaouën T., Vittecoq B., Lions J., Castillo C., Deparis J., Baltassat JM., François B., Pinson S., Gourcy L., Winckel A. et Allier D. (2013) - Caractérisation hydrogéologique du potentiel en eau souterraine de Mayotte – Secteurs Nord-Ouest. Rapport final BRGM/RP-59550-FR. 424 p., 258 ill., 7 ann.

Jaouën T., Vittecoq B., Castillo C., Deparis J., Lions J. avec la collaboration de Gourcy L., Allier D. et Pinson S. (2013) - Caractérisation hydrogéologique du potentiel en eau souterraine de Mayotte – Secteurs Centre et Sud. Rapport final BRGM/RP-61757-FR.

Lacroix, A. (1922) - La constitution lithologique de l'archipel des Comores. C.R. XIIIème congrès Int. Géol. Bruxelles 2, 949-979.

Lapègue, J. (1999) - Aspects quantitatifs et qualitatifs de la pluviométrie dans deux enjeux majeurs de la problématique de l'eau à Mayotte : la ressource hydrique et l'assainissement pluvial et l'érosion. Thèse de Doctorat. Laboratoire des Sciences de la Terre. Université de la Réunion.

Latrille, E. (1981) - Mayotte. Carte morphopédologique et des propositions d'affectation des terres. 1/50 000.

Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lamere, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. and Woolley, A.R. (2002) - Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

Lienert, B.R. (1991) - An electromagnetic study of Maui's last active volcano. Geophysics. 56, 972–982.

Malard A., Vaudour K., Winckel A. (2008) - Modalités d'exploitation et de protection de l'aquifère de Kawéni – Année 3 – BRGM/RP-56773-FR, 116 p., 33 ill., 7 ann.

Malard A., Bourhane A. et Wuilleumier A. (2009) - Modalités d'exploitation et de protection de l'aquifère de Kawéni – Année 4 – BRGM/RP-57385-FR, 117 p., 40 ill., 9 tab., 6 ann.

Malod, J.A., Mougnot, D., Raillard, S., Maillard, A. (1991) - Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar: les structures de la chaîne Davie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 312, 1639-1646.

Michaud B. (1978) - Contribution à la géochronologie potassium-argon de l'Archipel des Comores. Thèse, Univ Paul Sabatier Toulouse, 103 p.

Montaggioni, L. and Nougier, J. (1981) - Les enclaves de roches détritiques dans les volcans d'Anjouan (archipel des Comores). Origine et interprétation dans le cadre de l'évolution du canal de Mozambique. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 595-601.

Mouron.R. et Rançon J.P. (1999) - Inventaire et perspectives de valorisation des roches et minéraux industriels à Mayotte. Rapport BRGM, Code ISBN/ISRN : BRGM/RR-40696-FR

Nougier J. et al. (1981) - Volcanologie de l'île de Mayotte. C.R. Somm. Soc. Géol. de France, 23, 4, pp. 139-145.

- Nougier J., Vatin-Pérignon N., Cantagrel J.M., Cheminée J.L.** (1979a) - Volcanisme et structure de l'île de Mayotte (Archipel des Comores). C.R. Acad. Sci., Paris (sér.D), 288 : 211-214.
- Nougier J., Vatin-Pérignon N., Cantagrel J.M., Cheminée J.L.** (1979b) - Les volcans de Mayotte, Paris, J. du C.N.R.S., (32) : 19-23.
- Nougier, J., Cantagrel, J.M., Karche, J.P.** (1986) - The Comore archipelago in the western Indian ocean: volcanology, geochronology and geodynamic setting. Journal of African Earth Sciences 5,135-145.
- Ozouville (d') N., Auken, E., Sorensen, K.I., Violette, S. et G. de Marsily.** (2008) - Extensive perched aquifer and structural implications revealed by 3D resistivity mapping in a Galapagos volcano. Earth and Planetary Sc. Letters, 269, 517-521.
- Pavlosky, R. et de Saint Ours, J.** (1953) - Étude géologique de l'archipel des Comores. Travaux du bureau Géologique 51, Service géologique, Tananarive.
- Pelleter, A.A.** (2012) - Étude pétrologique, volcanologique et géochimique des formations volcaniques récentes de l'île de Mayotte, archipel des Comores, France. Rapport Master, Univ Brest 43 p.
- Perrin J.** (2004) - Relecture des données de géophysique gravimétrique et magnétique acquises durant la campagne Bathy-Mayotte. Note inédite juillet 2004.
- Pryet, A., d'Ozouville, N., Violette, S., Deffontaines, B., and Auken, E.** (2012) - Hydrogeological settings of a volcanic island (San Cristóbal, Galapagos) from joint interpretation of airborne electromagnetics and geomorphological observations, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 9, 9661-9686, doi:10.5194/hessd-9-9661-2012.
- Rabinowitz, P.D., Coffin, M.F., Falvey, D.** (1983) - The separation of Madagascar and Africa. Science 220, 67--69.
- Raunet M.** (1992) - Les facteurs de l'érosion des terres et de l'envasement du lagon de Mayotte. Notice et Carte, Cirad, 68p.
- Recq M.** (1982) - Anomalies de propagation des ondes P à l'est de la ride de Davie. Tectonophysics, 82, p. 189-206.
- Sabourault, P., Sedan, O., Audru, J.C., Mathon, C., Nédellec, J.L., Bitri, A., Bour, M., Lebrun** (2002)- Microzonage sismique du centre-ville de Mamoudzou, Mayotte. Rapport BRGM RP-51839-FR.
- Sanjuan B., Baltassat J.M., Bezelgues S., Brach M., Girard J.F., F. Mathieu,** (2008) - Estimation du potentiel géothermique de Mayotte : Phase 2 - Étape 2. Investigations géologiques, géochimiques et géophysiques complémentaires, synthèse des résultats. Rapport BRGM/RP-56802-FR, 82 p., 18 fig., 3 tabl., 6 ann.
- Schindelé, F., Reymond, D., Hébert, H., Heinrich, P.** (2002) - Geophysical hazards in the Marquesas Islands (French Polynesia). Géologie de la France 2, 39–52

Sørensen K.I., Auken E., Thomsen P. (2000) - TDEM in groundwater mapping – a continuous approach, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, Environmental and Engineering Geophysical Society, Proceeding.

Spath, A., Le Roex, A., Duncan, R. (1996) - The geochemistry of lavas from the Comores archipelago, Western Indian Ocean: petrogenesis and mantle source region characteristics. *Journal of Petrology* 37,961-991.

Stieltjes L., Cantagrel J.M, Nougier J., Vatin-Perignon N., Watelet P. (1988) - Carte géologique de Mayotte (Archipel des Comores). Echelle : 1/50 000, Collectivité Départementale de Mayotte. Editions du BRGM.

Strong, D.F. (1972) - Petrology of the island of Moheli, western Indian ocean. *Geological Society of America Bulletin* 83,389-406.

Szarka, L. (1988) - Geophysical aspects of man-made electromagnetic noise in the earth – a review, *Surveys in Geophysics*, 9, 287-318.

Tardy Y. (1993) - *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*. Ed. Masson, Paris, 459 pages.

Terrier M., Audru J.C., Bour M. et Dominique P. (2000) - Étude de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence. Rapport BRGM RP-50250-3 95 p., 26 fig., 10 tabl., 1 annexe.

Thomassin B.A., Arnoux A., Coudray J., Froget C., Gout B., Kouyoumontzakis G., Masse J.P., Reyre Y., Reys J.P., Vacelet E. (1989) - La sédimentation actuelle dans le lagon de Mayotte (île volcanique à récif barrière, SW ocean Indien) et son évolution récente en liaison avec les apports terrigènes, *Bull. Soc. Géol. France* 8 V (6) 1235-1251.

Traineau H., Sanjuan B., Brach M., Audru J.-C. (2006) - État des connaissances du potentiel géothermique de Mayotte. Rapport final BRGM/RP-54700-FR, 82 p.

Upton, B.G.J. (1982) - *Oceanic islands. Ocean Basins and their Margins, Indian Ocean*. Nairn and Stehli Ed. Plenum.

Viezzoli A., Christiansen A.V., Auken E., Sorensen K. (2008) - Quasi-3D modeling of airborne TEM data by spatially constrained inversion. *Geophysics* 73, F105-F113

Voeltzkow, A. (1906) - Die Comoren. *Zeitschrift der gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 606-630.

Voeltzkow A. (1906) - Berichte über eine Reise nach Ost-Afrika zur Untersuchung der Bildung und des Aufbaues des Riffe und Inseln des westlichen Indischen Ozeans. IV: Die Comoren. *Zeit. D. Ges. F. Erdk. Zu Berlin*, p. 279-301 (Mayotte, p. 296-301).

Wright, J.B. and McCurry, P. (1970) - The significance of sandstone inclusions in lavas of the Comores Archipelago, Flower and Strong. *Earth and Planetary Sciences Letters* 8, 267-268.

Wuilleumier A., Mathieu F., Eucher G., Jossot O. (2004) - Identification de l'état initial du biseau salé sur le site du forage de Bandrélé-Dagoni (1231-3X-0033). Proposition de surveillance du biseau salé. – Rapport BRGM/RP-53119-FR, 69 p., 18 ill., 2 tab., 5 ann.

Wuilleumier A., Mathieu F., Jossot O., Euchet G. (2004) - Modalités d'exploitation et de protection de l'aquifère de Kawéni – Année 1 – BRGM/RP-53161-FR, 168 p., 19 ill., 6 tab., 14 ann.

Zinke, J. (2000) - Sedimentological evolution of the lagoon of Mayotte during the Holocene (Comoro Archipelago, SW Indian Ocean). Ph.D. Thesis, Christian-Albrechts-Universität, Kiel.

Zinke J., Reijmer J.J.G., Thomassin B.A., Dullo W.C., Grootes P.M., Erlenkeuser H. (2003) - Postglacial flooding history of Mayotte Lagoon (Comoro Archipelago, southwest Indian Ocean). *Marine Geol.*, 194, 181-196.

10. Annexe 1

Contenu de l'archive numérique du Projet

L'archive numérique du projet est conservée au BRGM. Une copie a été transmise à l'antenne du BRGM ainsi qu'à la DEAL de Mayotte.

L'archive numérique (explicitée par des fichiers Read_Me.txt contenus dans les répertoires de l'archive numérique) renferme :

- 1) les données géophysiques
 - a. le rapport d'acquisition géophysique
 - b. les données électromagnétiques
 - c. les données magnétiques

- 2) les données géologiques
 - a. les points d'affleurements et les photographies correspondantes
 - b. les données géochimiques, de diffraction X et géochronologiques ainsi que les localisations correspondantes
 - c. la carte géologique au format ArcGIS et pdf
 - d. la notice de la carte



Centre scientifique et technique
3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34
www.brgm.fr

