Rp-50250

Etude de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence

Etude réalisée dans le cadre des actions de Service Public du BRGM 99-H-023

Juin 2000 RP-50250-FR



L'ENTREPRISE AU SERVICE DE LA TERRI

Aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence
Mots clés : Océan Indien, Mayotte, géologie, géodynamique, sismotectonique, sismicité, aléa
En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :
Terrier M., Audru J.C., Bour M. et Dominique P. (2000) – Etude de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte; détermination des mouvements sismiques de référence. Rapport BRGM RP-50250-FR, 95 p., 26 fig., 10 tabl., 1 annexe.
© BRGM, 2000, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

Synthèse

В.В.С.М. 30. JUIN 2000 ВІВЦОТНЕСЦЕ Cette étude a été réalisée dans le cadre des actions de service public menées par le BRGM. Elle concerne l'évaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte et s'inscrit dans le cadre d'une approche à caractère déterministe pour ouvrages à « risque spécial », en suivant scrupuleusement les termes de l'arrêté ministériel du 10 mai 1993, fixant les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées.

- La première partie de l'étude concerne l'identification des sources sismiques et la caractérisation de leur activité. Pour cela, elle a pris en prend en compte l'état actuel des connaissances concernant (chapitres 1 à 4):
- l'évolution géodynamique de cette partie de globe, depuis l'éclatement du très ancien mégacontinent de Gondwana jusqu'à aujourd'hui,
- les structures tectoniques majeures interprétées à partir des observations géologiques et sismiques (gravimétriques et magnétiques),
- les caractéristiques de la sismicité (répartition, intensité ou magnitude et profondeur focale des séismes),
- les résultats des mécanismes au foyer des séismes.

L'analyse de ces données et la synthèse qui en a été faite permettent l'identification des différentes unités sismotectoniques à prendre en compte pour l'évaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte (chapitre 5). Les unités sismotectoniques présentant une sismicité notable autour de Mayotte sont : le rift Est-Africain, la ride de Davie, l'archipel des Comores, le bloc de Madagascar et la zone de fractures du bassin du Mozambique. Ces unités sont actuellement déformées en régime extensif de direction EW.

	Séisi	me de référenc	e		Distance
	Date	Intensité	Profondeur	Failles actives les	
		épicentrale	focale	plus probables :	l'unité
		ou magnitude		mouvement et direction	sismotectonique et Mayotte
Ride de Davie	14 mai 1985	Mw = 6.3	≈ 10 km ?	Jeu normal, dir. NS	400 km
	29 mars 1943	Ms = 6.0			
Bloc de Madagascar			?	Jeu normal, dir. NS-	300 km
	09 novembre 1955	Io = VII		NNE-SSW	
rift Est-Africain	13 décembre 1910	Ms = 7,3 ?		Jeu normal, dir. Subméridienne	> 600 km
Fractures du bassin du Mozambique	8 mai 1915	Ms=6,8 ?		Jeu normal, dir. Subméridienne	> 700 km
Archipel des Comores	1 ^{er} décembre 1993	Mb = 5,2 Ms = 4,9	≈ 10 km	Jeu normal, dir. subméridienne ?	0 km

• La dernière partie de l'étude d'évaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte consiste à fixer les niveaux d'agression sismique pouvant être retenus pour l'examen du comportement des structures industrielles existantes sur l'île (chapitre 6).

Le calcul des intensités des « SMHV » tient compte non seulement des caractéristiques focales des séismes de référence, de la distance la plus proche entre l'unité sismotectonique considérée et l'île de Mayotte, mais aussi de l'atténuation des ondes sismiques dans les différents milieux rocheux traversés.

Ainsi, concernant l'île de Mayotte, deux séismes de référence pouvant donner lieu à priori des mouvements significatifs au niveau de l'île ont été retenus :

- une source proche, rattachée à l'unité sismotectonique de l'archipel des Comores : le séisme du 1^{er} décembre 1993, d'intensité épicentrale estimée à VII-VIII MSK, ramené au droit de tout point de l'île à une profondeur de 10 kilomètres.
- une source lointaine, rattachée au bloc de Madagascar : le séisme du 29 mars 1943, d'intensité épicentrale évaluée à VIII MSK, ramené à une distance de 60 kilomètres. Suite aux calculs effectués, il s'avère que ce séisme de référence n'est pas susceptible de générer sur Mayotte, des niveaux d'accélérations spectrales supérieures à celles induites par le séisme du 1^{er} décembre 1993. Par conséquent, aucun spectre de réponse associé à cette source lointaine n'est déterminé.

S'agissant des autres unités sismotectoniques individualisées dans cette partie de l'Océan Indien, aucun des séismes de référence situés à des distances supérieures à 200 km de Mayotte, n'est en mesure d'induire des mouvements du sol significatifs sur l'île.

Les intensités du SMHV (Séisme Maximum Historiquement Vraisemblable) et du SMS (Séisme Majoré de Sécurité) sont respectivement de VII-VIII et VIII-IX MSK sur l'île.

L'évaluation de l'aléa sismique régional ne tient pas compte des conditions locales de site, les mouvements sismiques de référence sont donc considérés au « rocher horizontal affleurant ». Etant donnée la faible variabilité des mouvements sismiques au rocher d'un point à un autre de l'île, les installations industrielles n'ont pas été individualisées.

Les spectres de réponse élastiques sont représentés :

- figure 2 et tableau 7 pour le SMHV;
- figure 4 et tableau 9 pour le SMS.

Ils constituent les spectres de réponse à utiliser pour les calculs de comportement et de dimensionnement des ouvrages industriels de l'île de Mayotte, dans des conditions standard de sol ferme à rocheux. Selon les terrains (rocher ou sol) sur lesquels reposent les installations industrielles de l'île de Mayotte, les mouvements sismiques de référence tenant compte des conditions locales de site devront être définis.

Sommaire

Intro	duction	***************************************	9
1. E	olution	géologique de l'Océan Indien occidental	. 13
1.1.	Aperçu	de l'histoire géologique de L'Océan Indien	. 13
1.2.	L'Océar	Indien occidental au stade actuel	. 15
2. D	escriptio	n des principales structures régionales	. 23
2.1.		nds systèmes ou domaines régionaux présentant une déformation active nte	
	2.1.1. 2.1.2. 2.1.3. 2.1.4. 2.1.5.	Le rift Est-Africain La ride de Davie Les fractures du bassin du Mozambique Le bloc continental de Madagascar Le bassin des Comores	. 25 . 25 . 28
2.2.	Les autre	s grands domaines régionaux à déformation fossile ou peu active	. 32
	2.2.1. 2.2.2. 2.2.3. 2.2.4.	Le bassin de Somalie occidental Les bassins de Madagascar et des Mascareignes Le système arc-fosse des Amirantes Le plateau des Seychelles	. 32 . 33
3. L'	île de M	ayotte	. 35
3.1.	Context	e géologique	. 35
3.2.	Localisa	ation de l'île de Mayotte dans le cadre géodynamique régional	. 39
4. Si	smicité e	t mécanismes au foyer des séismes	. 41
4.1.	Le rift I	Est-Africain	. 42
4.2.	Le bass	in du Mozambique	. 42
4.3.	La ride	de Davie	. 43
	4.3.1. 4.3.2.	La zone d'intersection entre la ride de Davie et l'archipel des Comores. Le segment central de la ride de Davie	
4.4.	Le bloc	de Madagascar	. 45

4.5.	L'archip	pel des Comores et le bassin de Somalie	46
5. Sy	nthèse s	sismotectonique	53
5.1.	Le rift I	Est-Africain	53
5.2.	La ride	de Davie	53
5.3.	La zone	e de fractures du bassin du Mozambique	54
5.4.	Le bloc	continental de Madagascar	54
5.5.	L'archip	pel des Comores	55
6. D	étermina	ntion des mouvements sismiques de référence	57
6.1.	Méthod	les d'estimation du mouvement sismique	57
	6.1.1. 6.1.2.	Approche empirico-statistique	57 60
6.2.	Caracté	éristiques des SMHV	61
	6.2.1. 6.2.2. 6.2.3.	Source proche Source lointaine Synthèse	62
6.3.	Calcul de	es mouvements sismiques de référence à Mayotte	65
	6.3.1. 6.3.2. 6.3.3. 6.3.4.	Hypothèses pour l'application des lois d'atténuation	66 66
7. C	onclusio	n	77
Bibl	iographi	ie	79
Liste	e des fig	ures	85
Liste	e des tab	deaux	87
		ste des séismes historiques ressentis dans la partie occiden	

Aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence

Introduction

Cette étude a été réalisée dans le cadre des actions de service public menées par le BRGM.

Elle a bénéficié des travaux réalisés dans le cadre de l'évaluation de l'aléa sismique régional de l'île de la réunion, en particulier pour ce qui concerne le bilan de la sismicité historique (J. Lambert, 1997) et instrumentale (F. Samarcq, 1998), et l'étude sismotectonique de cette partie occidentale de l'Océan indien (M. Terrier, 1999).

L'évaluation de l'aléa sismique régional nécessite de résoudre les problèmes suivants :

- identifier, localiser les sources sismiques et caractériser leur activité (chapitres 1 à 5),
- modéliser l'atténuation, en fonction de la distance et de l'énergie libérée par ces sources (chapitre 6).
- La zone d'étude correspond à l'Océan Indien occidental depuis l'île de Madagascar jusqu'à la côte est de l'Afrique (Figure 1). Cette zone d'étude va bien au-delà des frontières de Mayotte puisque des séismes lointains de forte magnitude peuvent induire une intensité macrosismique importante dans l'île, cette intensité pouvant être finalement amplifiée par des effets de site locaux.

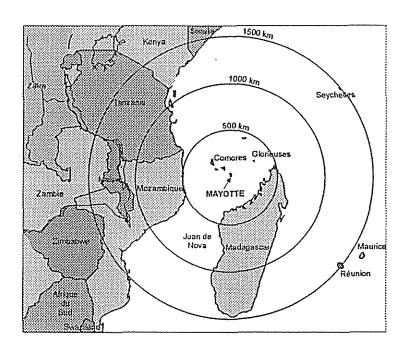


Figure 1 – Localisation des Comores et des états connexes dans l'Océan Indien

• L'étude d'évaluation de l'aléa sismique régional de Mayotte suit scrupuleusement les termes de la réglementation, régie par le décret n°91-461 du 14 mai 1991 relatif à la prévention du risque sismique. Elle est plus particulièrement conforme à l'arrêté du 10 mai 1993 fixant les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées, complété par sa circulaire d'application du 27 mai 1994.

Son objet est d'évaluer l'aléa sismique régional suivant une approche déterministe, pour la vérification d'installations existantes sur l'île de Mayotte. Pour un site donné, l'évaluation de l'aléa sismique dit régional fait abstraction des conditions locales de site (réponse des sols, topographie, ...). Les mouvements sismiques de référence sont dans ce cas à considérer sur un site au "rocher horizontal affleurant". Etant donnée la faible variabilité des mouvements sismiques au rocher d'un point à un autre de l'île, les installations industrielles n'ont pas été individualisées.

La démarche déterministe d'évaluation de l'aléa sismique régional est constituée de plusieurs étapes successives :

- L'analyse sismotectonique, dont l'objectif est l'identification et la localisation des sources sismiques. C'est l'exploitation des données structurales, néotectoniques et sismologiques qui permet d'établir les liens entre l'activité sismique, les mécanismes de la déformation actuelle et leur expression au niveau de certaines structures tectoniques. L'analyse sismotectonique vise ainsi à reconstituer et à comprendre la typologie des déformations récentes et actuelles associées au champ de contraintes régional, et à appréhender les mécanismes de déformation respectifs des structures superficielles et des structures profondes.
- L'identification et la délimitation des différentes unités sismotectoniques. Ces unités correspondent à des structures tectoniques (failles généralement) ou à des ensembles géologiques et structuraux présentant une sismicité homogène. Puis, le choix des séismes de référence pour chaque unité sismotectonique (qui représente une « zone source » de séisme) consiste à retenir parmi les plus forts séismesconnus ceux qui vont servir à déterminer le ou les SMHV.
- Le calcul des SMHV (Séismes Maximum Historiquement Vraisemblables) et SMS (Séismes Majorés de Sécurité) sur la zone étudiée (île de Mayotte, pour la présente étude), et en particulier les intensités susceptibles d'être ressenties sur cette zone du fait de ces séismes.
- La détermination des mouvements sismiques de référence, sous la forme de spectres de réponse élastiques des SMHV et des SMS au rocher horizontal affleurant. Le spectre de réponse d'oscillateur indique en fonction de la fréquence, le déplacement, la vitesse, ou l'accélération maximale de cisaillement que doivent supporter les installations industrielles.

	sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référ
vu	otons que dans le présent rapport, les caractéristiques des séismes sont précisées le de mettre en œuvre deux types d'approches pour la détermination des mouveme sol :
-	des méthodes empirico-statistiques, caractérisant l'atténuation du mouvem sismique avec la distance au foyer, à partir de compilations d'accélérogrammes rée
**	un modèle numérique de source sismique, permettant une meilleure prise en com de la spécificité des sources sismiques associées aux SMHV.

Aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence

1. Evolution géologique de l'Océan indien occidental

L'Océan Indien a commencé à se former il y a environ 200 Ma, par éclatement progressif du Gondwana, le mégacontinent qui réunissait l'Afrique, l'Inde, l'Australie et l'Antarctique. Les reconstructions cinématiques indiquent que cet éclatement s'est effectué en trois phases d'expansion majeures. L'Océan Indien actuel est caractérisé par un système de trois dorsales médio-océaniques qui convergent au point triple de Rodriguez (Figures 2 et 3); il comporte également des bassins océaniques fossiles, des monts sous-marins, des volcans actifs à l'aplomb de points chauds, des plateaux sous-marins asismiques et des régions sismogènes qui se prolongent à terre dans le rift Est-Africain et sur Madagascar.

1.1. APERÇU DE L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DE L'OCEAN INDIEN

Cet aperçu renvoie aux Figures 4a et 4b; il est établi à partir de données bibliographiques dont (liste non exhaustive): Fisher et al., 1982; Masson, 1984; Wiens et al., 1985; Cochran, 1988; Royer et al., 1988 et 1997; Gordon et al., 1990...

- Paléozoïque terminal : le Gondwana soude en une masse unique Amérique du Sud -Afrique - Madagascar - Inde - Australie - Antarctique.
- -240 Ma à -160 Ma (Trias au Jurassique moyen): distension continentale entre l'est et l'ouest du Gondwana accompagnée de :
 - → à la fin du Trias, une incursion marine entre l'Afrique et Madagascar,
 - → vers -200 Ma, l'ouverture de la fosse d'Anza entre le Kenya et la Somalie,
 - → entre -190 Ma et -175 Ma, des épanchements basaltiques massifs dans le sud de l'Afrique (séries du Karroo) et en Antarctique, indiquant la progression vers le Sud de la distension continentale.
- -160 Ma à -95 Ma, (Jurassique supérieur au Crétacé inférieur) : première phase d'expansion océanique
 - → Vers -160 Ma, initiation de l'océanisation entre l'ouest (bloc Amérique du Sud-Afrique-Arabie) et l'est (bloc Madagascar-Seychelles-Inde-Antarctique) du Gondwana. Il en résulte le bassin de Somalie occidental à 150 Ma (anomalie M21) entre l'Afrique et Madagascar et le bassin de Mozambique (entre l'Afrique et l'Antarctique). Le bloc Madagascar-Seychelles-Inde-Antarctique-Australie migre ainsi vers le sud le long de la ride de Davie qui est alors une faille transformante dextre liant ces deux centres d'expansion.
 - → Vers -126 Ma (anomalie magnétique M4), océanisation entre l'Inde et le bloc Australie-Antarctique.

- → Vers -118 Ma (anomalie magnétique M0), arrêt de l'expansion océanique dans le bassin de Somalie occidental conduisant à une réorganisation cinématique et à la séparation des blocs Madagascar-Inde-Seychelles et Australie-Antarctique. Jonction des systèmes d'expansion océanique entre l'Afrique et l'Antarctique et entre l'Inde et l'Antarctique.
- → Vers -95 Ma, à la fin de cette première phase d'expansion océanique, un centre d'expansion unique sépare le bloc Afrique-Arabie-Madagascar-Inde du bloc Australie-Antarctique.
- -95 Ma à -43 Ma (Crétacé supérieur à Éocène): seconde phase d'expansion océanique illustrant une première réorganisation des limites de plaques.
 - → Vers -95 Ma, la dérive entre l'Australie et l'Antarctique et la dérive entre l'Inde et Madagascar génèrent cinq nouveaux centres d'expansion actifs simultanément.

À l'ouest en particulier, un premier point triple relie :

- la branche ou ride Sud-Ouest Indienne : elle correspond au plus occidental de ces centres d'expansion, et sépare l'Afrique-Madagascar de l'Antarctique ;
- la branche Nord, entre Madagascar et l'Inde, au nord de la ride de Conrad, créant les bassins des Mascareignes et de Madagascar.
- → Vers -84 Ma (anomalie magnétique 34), le bloc Inde-Seychelles se sépare de Madagascar donnant naissance au bassin des Mascareignes (Schlich, 1982). La rupture pourrait avoir lieu le long d'un transformante préexistante le long de la marge malgache actuelle (Dyment, 1991).
- → Entre -69 Ma et -65 Ma (anomalies magnétiques A31 à A28), se produit l'épisode volcanique des Trapps du Deccan touchant également les plateaux des Seychelles et des Mascareignes.
- → Entre -65 Ma et -64 Ma (anomalie magnétique 28), le centre d'expansion du bassin des Mascareignes s'étend progressivement vers le nord des Seychelles où il génère le bassin de Somalie oriental et le bassin d'Arabie (Molnar et al., 1988), tandis que l'expansion océanique dans le bassin des Mascareignes s'atténue.
- → Vers -63 Ma (anomalie magnétique 27), un saut de dorsale à l'est du plateau des Seychelles met fin à l'expansion du bassin des Mascareignes et donne naissance à l'actuelle dorsale centrale indienne.
- → Vers -43 Ma environ (anomalie magnétique A21), c'est le début de la collision continentale Inde / Eurasie.
- -43 Ma à 0 (Éocène moyen à Miocène): la collision Inde Eurasie entraîne une réorganisation cinématique correspondant à une troisième phase d'expansion océanique. Cette dernière phase s'appuie sur les centres d'expansion du système de rides actuel. Les changements majeurs de direction et de taux d'expansion se produisent de façon progressive depuis l'est en direction de l'ouest, dans le bassin indien central, le bassin de Crozet, le bassin de Madagascar, le bassin de Somalie oriental et la mer d'Arabie.

- → -43 Ma (anomalie magnétique A18) : la dorsale séparant l'Inde de l'Australie s'est arrêté de fonctionner. L'expansion débute suivant la dorsale Sud-Est Indienne séparant l'Australie de l'Antarctique.
- → -38 Ma à -36 Ma (anomalies magnétiques A15 à A13) : séparation de la ride Chagos Laccadive et du plateau des Mascareignes.
- → Vers -30 Ma (anomalie magnétique A10) : début de l'extension suivant la Mer Rouge, le rift Est-africain et le golfe d'Aden.
- → Vers -15Ma (anomalie magnétique A5b) : ouverture de la mer d'Andaman.
- → Vers -11Ma (anomalie magnétique A5) : début de l'océanisation du golfe d'Aden puis en mer Rouge.

1.2. L'OCEAN INDIEN OCCIDENTAL AU STADE ACTUEL

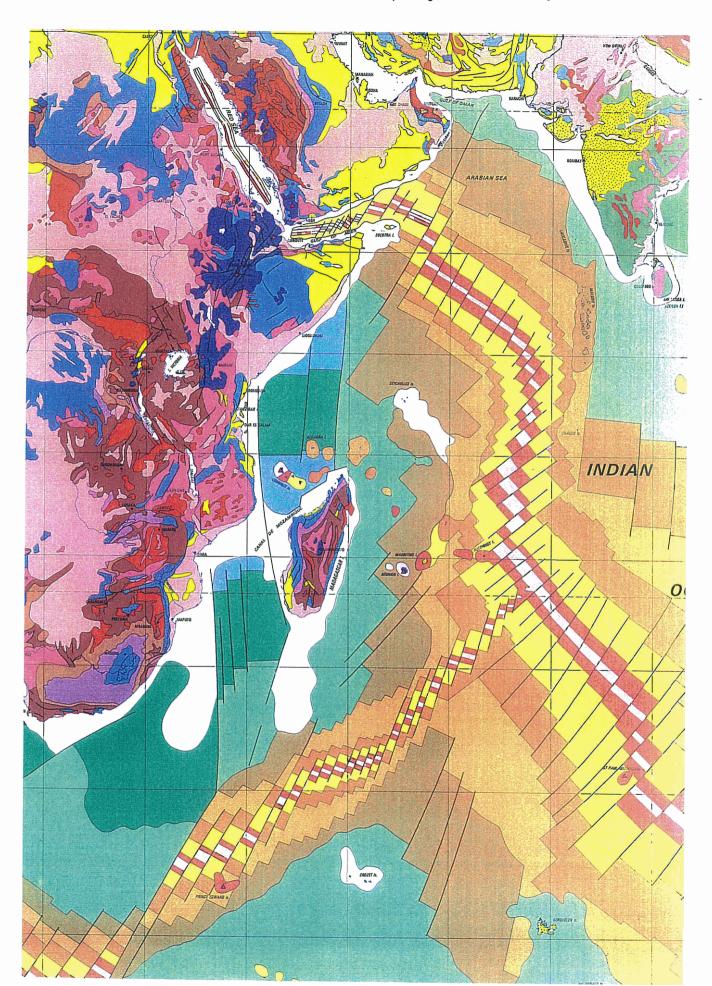
L'Océan Indien actuel est caractérisé par un système de trois dorsales médio-océaniques qui convergent au point triple de Rodriguez (Figure 5) :

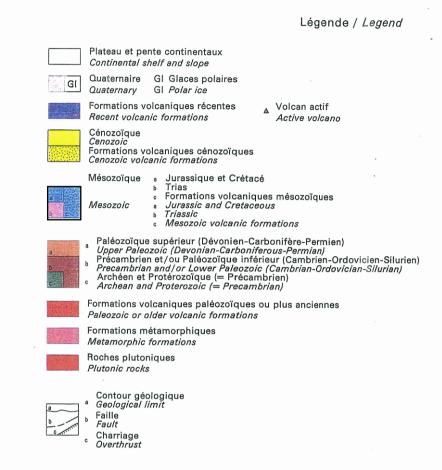
- La dorsale centrale indienne (DCI) sépare l'Afrique de l'Inde. Sa direction est NS. Au nord de l'Équateur, elle est prolongée par la dorsale de Carlsberg, d'orientation NW-SE, puis par la dorsale de Sheba qui s'étend jusqu'au golfe d'Aden et sépare l'Afrique de l'Arabie. Son taux d'ouverture est compris entre 3,6 et 4,8 cm par an.
- La dorsale Sud-Ouest Indienne (DSOI) sépare l'Afrique de l'Antarctique. Elle s'étend vers le SW au nord des îles de Crozet, puis à proximité des îles Marion et du Prince Edouard; elle rejoint ensuite le point triple de Bouvet, au sud de l'Afrique. Comparativement aux deux autres branches du système, son taux d'ouverture est faible: entre 1,2 et 2,0 cm par an.
- La dorsale Sud-Est Indienne (DSEI) sépare l'Antarctique de l'Australie. Elle passe à proximité des îles d'Amsterdam et de Saint Paul, et rejoint à l'est les îles Macquarie. C'est une dorsale très active, son taux d'ouverture est de 6 à 7 cm par an.

L'Océan Indien occidental est situé entre la DCI, la DSOI et le continent africain. 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, Réunion),
- des plateaux sous-marins asismiques et probablement formés de croûte océanique (plateau du Crozet, ride du Mozambique, plateau des Mascareignes, plateau de Madagascar),
- des rides sismogènes en mer (ride de Davie) et à terre (rift Est-Africain),
- le bloc continental de Madagascar.

Aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence



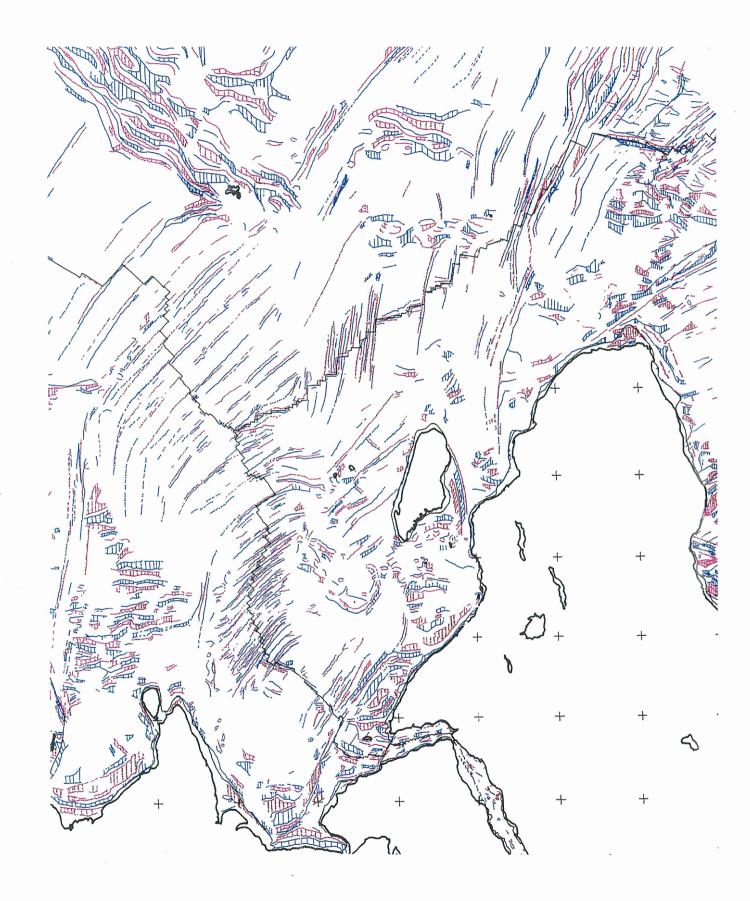


Age du socle océanique Oceanic basement age

Quaternaire
Quaternary
Pliocène
Pliocène
Miocène
Miocène
Oligocène
Eocène
Eocène
Paléocène
Paléocène
Crétacé supérieur
Upper Cretaceous
Crétacé inférieur
Lower Cretaceous
Jurassique
Jurassic

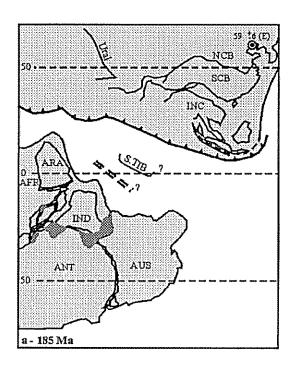
Zone de subduction Subduction zone

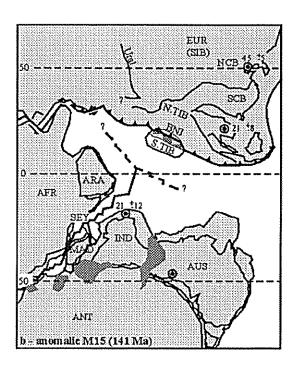
Figure 2 – Carte géologique de l'Océan Indien occidental (Extrait de la carte géologique du monde, à 1/25 000 000 ; Dottin et al., 1990)

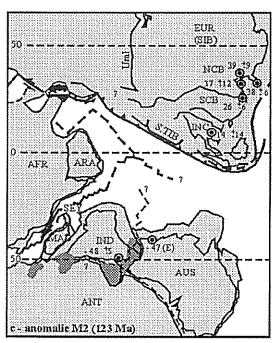


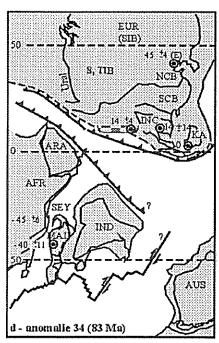
Sur la carte, sont distinguées des lignes ou des zones hachurées bleues ou rouges: elles représentent des anomalies gravimétriques horizontales, respectivement, positives ou négatives, assimilées à des zones de pente importante (ligne de crête ou axe de fossé, ou bien, région à pente forte)

Figure 3 – Interprétation de la carte gravimétrique de l'Océan Indien (Gahagan et al., 1988)





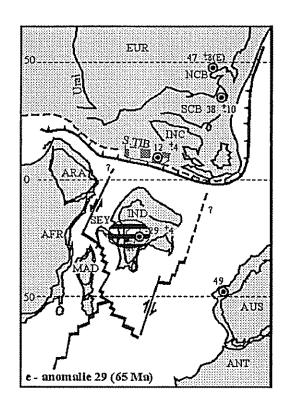


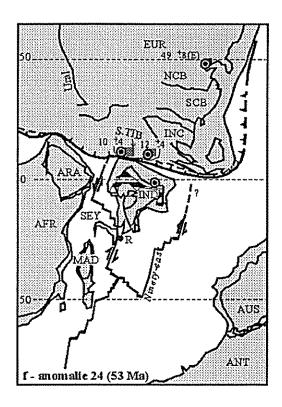


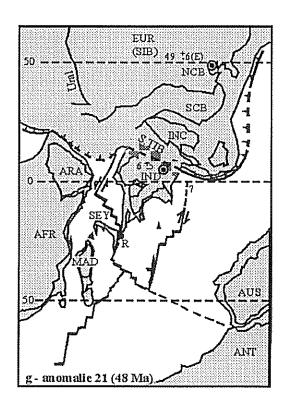
(ANT=Antarctique; ARA=plaque arabe; AUS-Australie; AFR=Afrique; BNJ=one de suture du Bangong Nujiang; EUR=Eurasie; INC-Indochine; IND=Inde; MAD=Madagascar; NCB=bloc Chine du Nord; N.TIB=Nord Tibet; SCB=bloc Chine du Sud; SEY=Seychelles; S.TIB=Sud Tibet)

dorsales; zone de recouvrement lors des reconstructions paléolatitudes zones de subduction majeures; zones de colision)

Figure 4a – Évolution géodynamique de l'Océan Indien de -185 à -83 Ma (Besse et Courtillot, 1988 in Bernard, 1998)







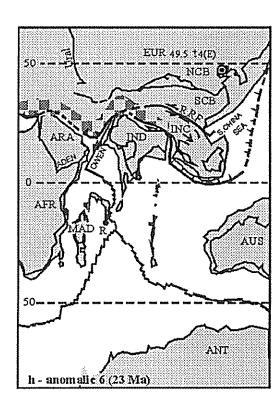


Figure 4b – Évolution géodynamique de l'Océan Indien de -65 à -23 Ma (Besse et Courtillot, 1988 in Bernard, 1998)

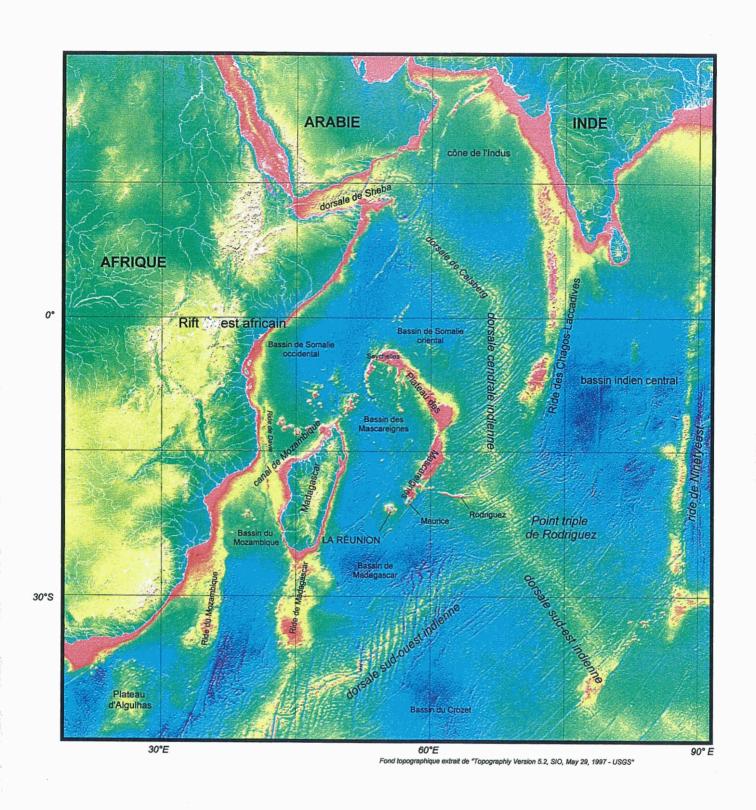


Figure 5 - L'Océan Indien au stade actuel

Aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence

2. Description des principales structures régionales

2.1. LES GRANDS SYSTEMES OU DOMAINES REGIONAUX PRESENTANT UNE DEFORMATION ACTIVE IMPORTANTE

2.1.1. Le rift Est-Africain

Le rift Est-Africain (REA) est une rupture lithosphérique qui recoupe la marge orientale de l'Afrique (Figure 6). Le REA s'est propagé dès l'Oligocène du Nord vers le Sud depuis un point chaud situé dans l'Afar; sa progression a été guidée par d'anciennes structures crustales d'âge précambrien (Chorowicz, 1992).

Le REA comporte trois axes plus ou moins continus de déformation qui sont :

- la branche Est : elle s'initie en Éthiopie, circule vers le sud à l'est du Lac Victoria et se prolonge jusqu'à la latitude de Dar Es Salaam.
- la branche située sur la marge de l'Océan Indien (la plus proche de Mayotte): Il s'agit du plongement en mer de la branche Est. Cet extension du rift s'exprime par les fossés de Kerimbas et Lacerda (Mougenot et al., 1986) qui remobilisent la ride de Davie.
- la branche Ouest: D'allure symétrique de la branche Est, elle circule à l'ouest du Lac Victoria. Elle est jalonnée de nombreux grands lacs (Mobutu, Tanganyika, Nyasa/Malawi) et semble plus évoluée que la branche Est. Les bordures immédiates de ces axes de déformation sont également jalonnés de fossés encore peu développés (Chorowicz, 1992).

Dans le détail, les fossés et les bassins sont interconnectés par des fractures transformantes continentales :

- la transformante d'Aswa (au nord) : à mouvement senestre au NW et dextre au SE, elle a la particularité d'assurer le lien entre la branche Est à terre et son extension en mer vers Mayotte.
- la transformante de Tanganyika-Rukwa-Malawi (au sud): A jeu dextre, elle assure le lien entre les parties nord et sud de la branche Ouest.

La déformation migre par sauts vers le SE. Elle s'accompagne d'une sismicité instrumentale abondante avec des mécanismes au foyer caractérisant des mouvements purement distensifs EW. Il n'est pas exclu que les déformations actives observées sur la ride de Davie, à Madagascar et dans le bassin de Mozambique soient liées au front de déformation associé au REA.

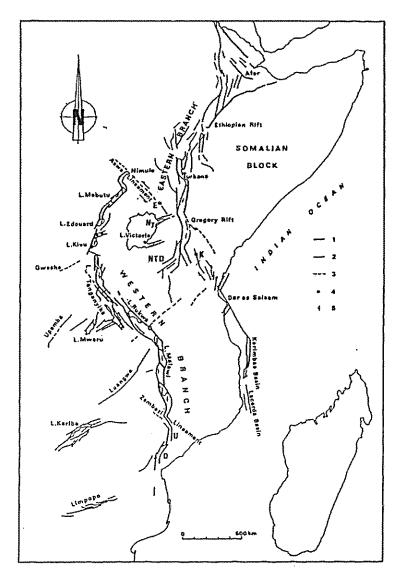


Fig. 1. - Schéma structural du Rift est-africain. Le rift comprend trois lignes plus ou moins continues constituant les branches orientale, occidentale et celle de la marge océanique de l'océan Indien. D : Dombe ; K : Kilimanjaro ; NTD : divergence nord-tanzanienne ; Ny : Nyanza rift ; U : Urema. 1 : faille majeure active ; 2 : faille active ; 3 : faille peu ou non active ; 4 : volcan majeur ; 5 : pendage régional.

Figure 6 – Les bassins et les transformantes du rift Est-Africain (Chorowicz, 1992)

2.1.2. La ride de Davie

La ride de Davie est une structure bathymétrique soulignée par des anomalies gravimétriques; c'est une ligne NNW-SSE qui s'étend de la marge du Kenya jusqu'à la marge SW de Madagascar (Figure 7).

Il s'agit d'une zone transformante qui a décalé la ride mésozoïque du bassin de Somalie occidental et la ride du bassin du Mozambique; elle a aussi probablement guidé la dérive vers le Sud du bloc de Madagascar au Jurassique moyen (Malod *et al.*, 1991).

La ride de Davie est en réalité double, elle comporte des grabens et des blocs basculés remobilisés au Néogène (Figure 7) qui sont actuellement réactivés par la migration de déformation du REA vers le SE (ouverture des bassins de Kerimbas et Lacerda).

La sismicité instrumentale de la ride est importante entre les latitudes 6°S et 19°S. Les mécanismes au foyer des séismes traduisent un régime purement extensif E-W, en accord avec les structures observées.

2.1.3. Les fractures du bassin du Mozambique

Le bassin du Mozambique est peu connu. Il serait bordé au SW par le plateau océanique du Mozambique où des failles normales sont observées sur des profils sismiques (Lyakovsky et al., 1994).

L'ouverture du bassin a débuté il y a 150 Ma lors de la séparation du bloc Madagascar-Seychelles-Inde-Antarctique-Australie avec l'Afrique.

Ce bassin comporte vraisemblablement une croûte océanique épaisse au Nord et plus mince au Sud, c'est le symétrique du bassin de Somalie par rapport à la ride de Davie (Figure 8). La bordure méridionale du bassin est recoupée par la zone de fractures du Mozambique ; ce sont des transformantes qui prolongent vers le Nord la zone de fractures transformantes Du Toit de la DSOI.

La partie septentrionale du bassin recèle une sismicité instrumentale abondante avec des mécanismes au foyer indiquant un régime extensif d'orientation EW comparable à celui qui affecte la ride de Davie ou le bloc de Madagascar. Ces déformations pourraient traduire les premiers termes de la migration vers le SE de la déformation extensive du Rift Est-Africain sur les fractures préexistantes.

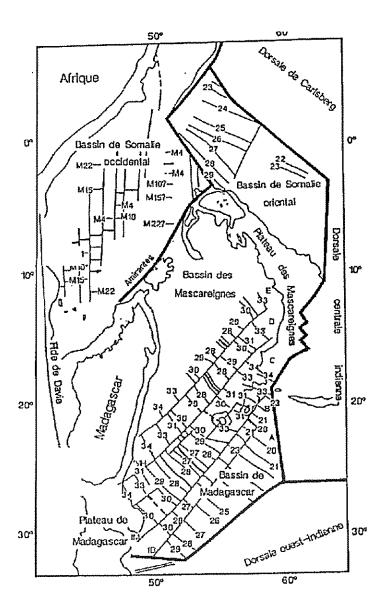


Figure 7 – La ride de Davie, le bassin de Somalie et le bassin des Mascareignes (synthèse effectuée par Dyment, 1991).

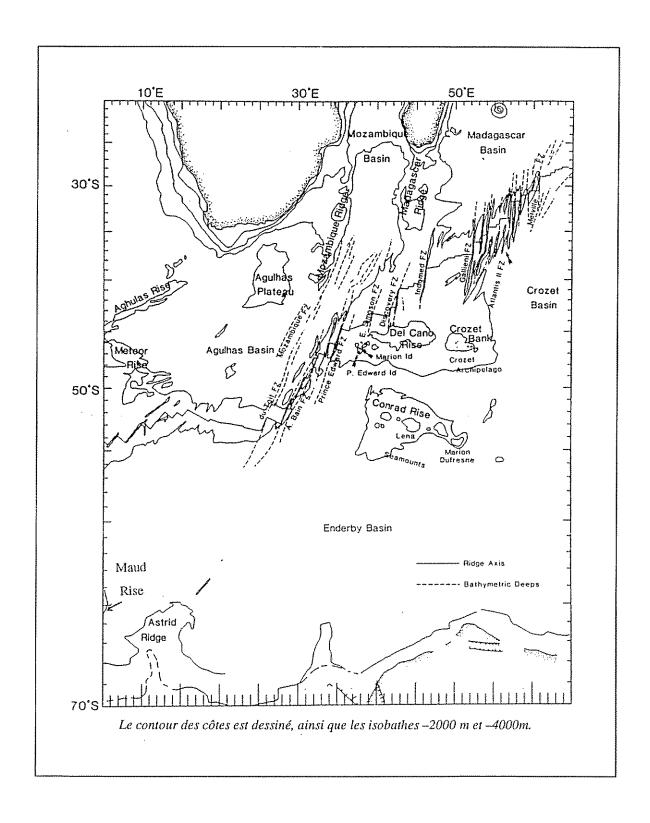


Figure 8 – Le bassin du Mozambique et la DSOI (extrait de Royer et al., 1988)

2.1.4. Le bloc continental de Madagascar

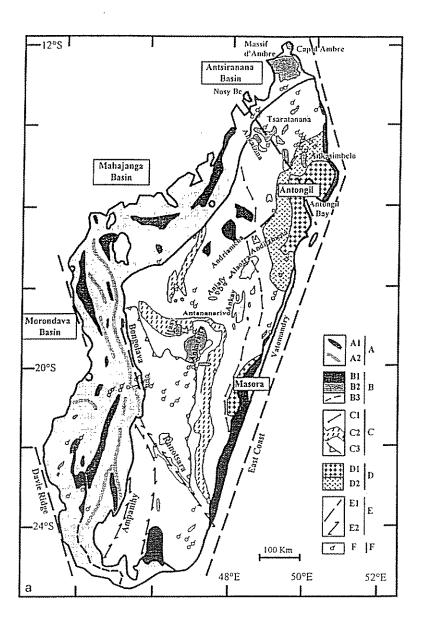
Madagascar est une île de type continental; la complexité de la géologie reflète la longue évolution de Madagascar depuis sa séparation de l'Afrique (Figure 9). Le socle de Madagascar est ainsi daté jusqu'à 2 Ga (il est recoupé par la trace de cisaillements anciens) et il supporte à l'Est une couverture de plate-forme carbonatée de 500 Ma. La dérive entre Madagascar et l'Afrique se traduit à l'Ouest par une couverture mésozoïque de marge passive. La dérive tardive entre Madagascar et l'Inde se traduit à Madagascar par du volcanisme fissural sur la côte Est (Bertil et Regnoult, 1998) et correspond à l'ouverture du bassin des Mascareignes.

Une phase d'extension majeure est enregistrée au Pliocène avec la formation de grabens orientés NS et l'apparition d'appareils volcaniques. L'activité volcanique se poursuit au Quaternaire et semble aujourd'hui résiduelle (solfatares, geysers et sources chaudes). Il existe enfin quelques indices de déformation contemporaine dans la région de Tananarive avec de l'extension NS (Arthaud et al., 1989).

Trois grandes directions structurales marquent l'actuel continent de Madagascar (Bertil et Regnoult, 1998). Certaines failles sont héritées de l'orogénèse panafricaine (fin du Précambrien), d'autres résultent de phases tectoniques ultérieures :

- Fractures N0° à N20°E, ou N-S à NNE-SSW : il s'agit en particulier de la structure qui limite à l'Est le continent de Madagascar et qui a eu un jeu cisaillant majeur durant le Jurassique et probablement aussi au début du Crétacé.
- Fractures N140°E à N 160°E, ou NNW-SSE: cette direction structurale est visible sur l'ensemble de Madagascar (Cap d'Ambre, Antogil Bay, Nosy Be-Antongil, Bongolava-Ranotsara, Morondava), au SW elle représente la terminaison méridionale de la zone de fractures de Davie.
- Fractures N90°E à N110°E, sub-équatoriales : plusieurs traces d'activité tectonique extensive d'âge pliocène ont été observées le long de failles subéquatoriales, en particulier dans la région centrale de l'île (Arthaud et al.,1989). Selon Bertil et Regnoult, ces déformations indiqueraient un changement récent de la direction d'extension, N-S au Pliocène, et E-W aujourd'hui.

La sismicité de Madagascar semble plus abondante dans le centre de l'île et elle diminue notablement suivant la côte Est de Madagascar. Les mécanismes au foyer indiquent une extension d'axe EW, comparable à celle qui est observée dans le Rift Est-Africain, la ride de Davie et le bassin du Mozambique. La réactivation des failles anciennes de Madagascar pourrait correspondre également aux premiers termes de la migration vers le SE de la déformation extensive du Rift Est-Africain.



Structural diagram of Madagascar; simplified and interpreted map, after Bésairie (1973) and Hottin (1974). A = Post-Carbonif-crous sedimentary formations; AI = horsts; A2 = grabens. B = volcanic formations; BI = Cretaceous volcanism; B2 = Plio-Pleistocene volcanism; B3 = buried volcanic intrusions (according to geophysics). <math>C = Pan-African mobile zone (550 \pm 50 Ma); CI = alignment of ultrabasic rocks = probable suture; C2 = synschistose mega-fold; C3 = probable thrust fault on Precambrian strata. DI = Archaean craton; D2 = rejuvenated craton with traces of the Pan-African foliation. EI = major faults; E2 = ductile Pan-African shear zones. F = hot springs. (b) Instrumental seismic activity, 1979–1994 for $M \ge 3.0$ /structural diagram.

Figure 9 – Schéma structural de Madagascar (Bertil et Regnoult, 1998)

2.1.5. Le bassin des Comores

C'est une structure de forme triangulaire qui forme la partie sud du bassin de Somalie occidental. Le terme de bassin illustre uniquement sa position bathymétrique en coin serti entre les croûtes continentales de l'Afrique et de Madagascar (Figure 10). La nature de la croûte du bassin est inconnue (cf. § 3.4, Interprétation géodynamique de Mayotte).

La croûte du bassin des Comores supporte les quatre îles volcaniques de Grande Comore (Ngazidja), Mohéli (Mwali), Anjouan (Ndzuani) et Mayotte (Maore); ces îles sont la manifestation de surface de la dérive de la plaque africaine au dessus d'un point chaud (Figure 11). Ce sont des volcans de type basaltiques dont le plus récent est celui de Grande Comore (volcan actif de Karthala à 2 263 m) et le plus ancien celui de Mayotte (Benara à 680 m). Le développement récifal naissant à Grande Comore et mature à Mayotte confirme cette chronologie. Cochran (1988) suggère que le point chaud des Comores utiliserait le système de fractures mésozoïques pour focaliser son volcanisme mais il n'identifie pas ces fractures. Ce point chaud aurait également permis de créer les îles plus septentrionales du banc des Glorieuses et du Geyser.

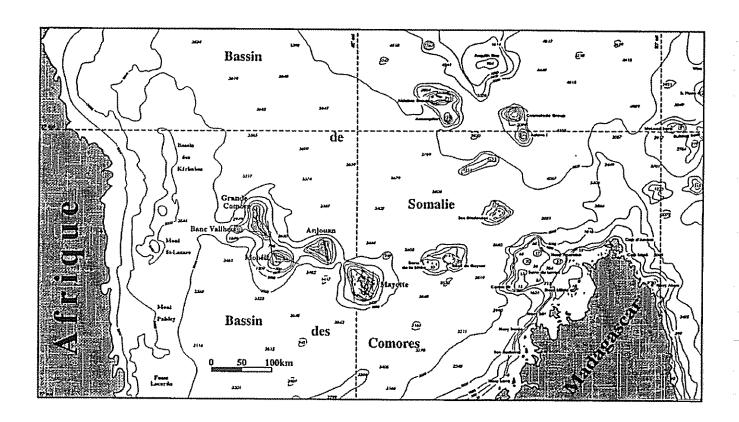


Figure 10 – Le bassin des Comores entre les blocs continentaux africains et malgaches (Desgrolard, 1996)

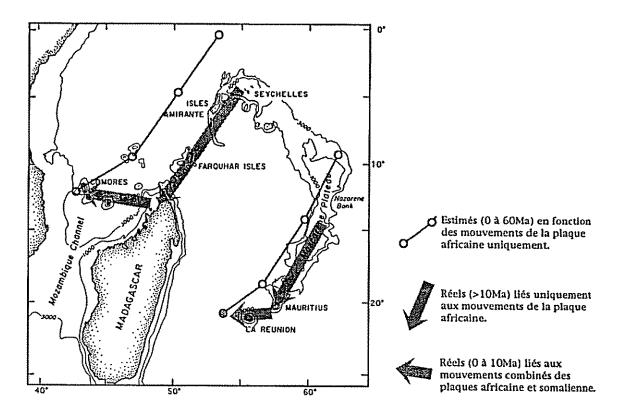


Figure 11 – Le point chaud des Comores (Desgrolard, 1996, modifié d'après Emerick et Duncan, 1982)

2.2. LES AUTRES GRANDS DOMAINES REGIONAUX A DEFORMATION FOSSILE OU PEU ACTIVE

Ces régions sont traitées de manière succincte car en comparaison avec les autres grands domaines décrits au paragraphe 2.1, celles-ci présentent une activité tectonique ou sismique nettement moins importante.

2.2.1. Le bassin de Somalie occidental

Ce bassin s'est ouvert entre 150 Ma et 118 Ma. Il est bordé à l'ouest par la ride océanique de Davie (Figure 7), au sud par le bassin des Comores de nature inconnue et à l'est par des zones de fractures qui le séparent du bassin de Somalie oriental. Les anomalies magnétiques de direction EW ainsi que des directions transformantes N170° sont clairement reconnues dans sa partie septentrionale, mais la frontière de ce bassin avec la zone des Comores n'est pas établie.

2.2.2. Les bassins de Madagascar et des Mascareignes

Le bassin de Madagascar s'étend entre la DSOI au sud et la zone de fractures Maurice au Nord, la marge est-malgache à l'ouest et la DCI à l'est. Le bassin de Madagascar est un ancien bassin océanique, aujourd'hui structuré par des grandes failles d'orientation NE-SW qui correspondent à d'anciennes failles transformantes. Ce bassin est probablement contemporain du bassin des Mascareignes (Schlich, 1982).

Le bassin des Mascareignes (Figure 7) est limité à l'ouest par la côte orientale de Madagascar, au nord par la zone de fractures de Maurice qui le sépare du bassin de Madagascar et à l'est par le plateau des Mascareignes. Au NW, ce bassin est séparé du bassin de Somalie par le système arc-fosse des Amirantes et par les monts sous-marins de Farquhar.

La partie méridionale du bassin des Mascareignes est structurée elle-aussi par des accidents NE-SW. Elle a subit une évolution géodynamique voisine de celle du bassin de Madagascar. Dans la partie septentrionale du bassin des Mascareignes, les déformations inverses fini-crétacés à début tertiaires observées correspondraient à une ancienne limite de plaque diffuse (comparable à celle identifiée et active aujourd'hui dans le bassin indien central).

L'analyse des enregistrements sismiques, en particulier au niveau de la l'île de la Réunion, indique qu'il existe une activité sismique de magnitude très faible d'origine volcanique, mais aussi probablement tectonique. De plus, les données de la sismicité historique indique des épicentres de séismes non seulement au niveau ou à proximité de l'île de la Réunion, mais aussi, dans la région de l'île Maurice. Le travail récent de Bertil et Regnoult (1998) signale aussi des séismes (de faible magnitude) dans le bassin de Mascareignes et à proximité de grandes zones de fractures NE-SW.

Il n'est donc pas exclu qu'au cours de ces derniers siècles d'autres secousses aient pu affecter le reste du bassin de Madagascar et la partie sud de celui des Mascareignes.

Tout comme le bloc de Madagascar, à l'ouest, et la DCI, à l'est, il est probable que les bassins de Madagascar et des Mascareignes soient aujourd'hui soumis à un régime extensif.

Néanmoins, l'intensité des déformations tectoniques d'une part, et la magnitude et la fréquence des secousses sismiques, d'autre part, restent beaucoup plus faibles que celles enregistrées dans les régions voisines, le bloc de Madagascar ou les dorsales médio-océaniques indiennes (DCI et DSOI).

2.2.3. Le système arc-fosse des Amirantes

La compilation récente de données géophysiques (Bernard, 1998) sur le système arcfosse des Amirantes (SAF) permet d'établir l'existence de deux fosses distinctes au NE et au SW de l'arc ainsi que de compartiments en blocs basculés dans l'axe de l'arc (Figure 12). Le SAF est alors interprété comme une structure tectonique purement construite en régime extensif. La formation du SAF serait liée à la migration du pôle de rotation et à l'arrêt progressif de la dorsale du nord vers le sud lors de l'expansion du bassin des Mascareignes vers –68 Ma (Bernard, 1998); le SAF résulterait donc d'une ouverture biphasée du bassin des Mascareignes.

2.2.4. Le plateau des Seychelles

Le sommet du plateau des Seychelles est situé en moyenne sous 50 m d'eau, il n'affleure qu'en de rares îles (Mahé, Praslin et Silhouette). Ce plateau correspond à un granite mis en place entre 713 et 683 Ma (Demaiffe et al., 1985) Les roches granitiques seraient présentes jusqu'à 15 km de profondeur et leur composition est typiquement continentale (granite gneissique, granite rose, granite porphyrique ou aplitique). Le chimisme de ces granites implique une origine intraplaque en relation avec une fracturation extensive et un amincissement de la lithosphère liés à l'avortement de la mise en place d'un point chaud (Stephens et Devey, 1992). Les failles et filons NS et NE-SW observées sur les îles enregistrent des épisodes de l'évolution de l'Océan Indien (rupture Inde-Seychelles, ouverture de la DCI). Les périodes syn- et post-rift sont illustrées par des sédiments de plate-forme.

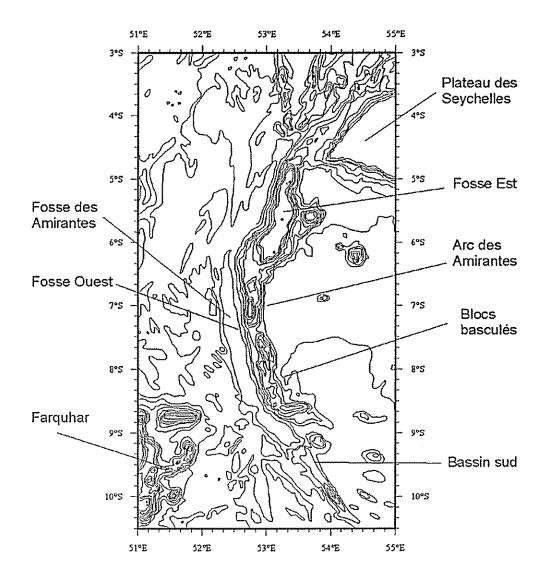


Figure 12 – Le système arc-fosse des Amirantes et le plateau des Seychelles (modifié d'après Bernard, 1998)

3. L'île de Mayotte

Située à mi-chemin entre la côte du Mozambique et celle de Madagascar, Mayotte est la plus méridionale des quatre îles de l'archipel des Comores. Elle est formée d'une île principale, Grande Terre, entourée de nombreux îlots dont le plus important est celui de Pamandzi. Le centre de Mayotte se situe à 45°10'E et 12°50'S, Grande Terre et Pamandzi s'étendant sur environ 39 km en longitude et 34 km en latitude.

La présentation géologique de Mayotte est issue de la notice explicative de la carte géologique (Stieltjes, 1988).

3.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE

• Mayotte est une île volcanique qui résulte de l'édification de deux principaux volcans entre -8 et -4 Ma puis de leur submersion progressive à partir de -2 Ma. L'activité volcanique s'atténue puis se termine il y a -0.5 Ma. Ces deux volcans étaient probablement alimentés par des réservoirs magmatiques voisins situés à 2 ou 3 km de profondeur sous leur base, mais l'origine des magmas ainsi que la nature de la croûte des Comores n'est pas connue.

Les flancs de ces deux volcans boucliers ont été largement entamés par de grands effondrements sous-marins. Grande Terre correspond au reste de l'édifice volcanique le plus volumineux, Pamandzi, au second, légèrement mieux conservé, mais dont l'extension a été initialement beaucoup plus petite.

Il s'agit des édifices volcaniques les plus anciens (-8 Ma) des Comores. Grande Terre et Pamandzi sont édifiées à partir de laves alcalines fortement sous-saturées (famille générale des basaltes s.l.) principalement mises en place entre 8 et 4 Ma (Figure 13). On trouve ainsi des phonolites qui forment l'essentiel des reliefs et les plus hauts sommets (Benara, Choungui...) et des néphélinites, ankaramites et téphrites qui forment plutôt des petits dômes ainsi que des coulées et des caps. Les caractéristiques de ces laves (âge, chimie, géométrie) permettent de diviser Mayotte en deux ensembles Nord et Sud séparées par l'axe EW Chiconi – Dembeni.

Au Pliocène (-5 à -1.8 Ma), l'activité volcanique occupe trois régions: l'ensemble du Nord comporte des extrusions de phonolites datées à 2.5 - 2.4 Ma (Ochoungui, M'Lima Oua Chiconi, M'Lima Combani...). Cet ensemble se caractérise également par l'existence d'un rift de nature basaltique souligné par une forte densité de dykes orientés N120° (entre Bandraboi et M'Tsahara, presqu'île de Kadijou, baie de Longoni...). Ce sont des basaltes à hornblende, des ankaramites et des basanites à olivine datées entre 2.2 et 2 Ma. L'ensemble du Sud comporte des coulées de néphélinites, d'ankaramites et de téphrites ainsi que des extrusions de phonolites (baie de Bouéni); ces séries sont datées de 3 à 2.7 Ma.

Au Pléistocène (-1.8 à -0.01 Ma), l'activité volcanique se concentre dans l'ensemble du Nord. Elle se manifeste d'abord par des intrusions de phonolites et de téphrites phonolitiques qui traversent et occupent la partie méridionale du rist basaltique pliocène (massif de M'Sapéré). Deux épisodes sont datés, à 1.8-1.5 Ma et à 1.5-1.4 Ma.

À la fin du Pléistocène ou à l'Holocène, l'activité volcanique se déplace vers le SE du rift basaltique pliocène et se traduit par l'émission de scories basaltiques (Mamoudzou, Dzaoudzi) et des cendres ou ponces trachytiques (Pamandzi). Cette dernière activité intervient alors qu'une barrière récifale est déjà en construction (initialisation de la subsidence?).

Entre 0.5 Ma et l'Actuel, l'activité volcanique ultime de Mayotte correspond à l'éruption marine de pyroclastites (Kavani, Kaouéni).

La longue évolution géomorphologique de Mayotte depuis les dernières éruptions volcaniques se traduit par : des reliefs peu élevés culminant à 680 m (à titre comparatif, 2263 m à Grande Comore), des profils d'altération épais d'une dizaine de mètres et par une couronne récifale qui illustre la subsidence générale de l'île.

L'évolution géologique contemporaine se traduit par l'ennoiement des calderas, l'érosion et l'altération argileuse ou karstique des séries volcaniques et coralliennes, l'installation de plages sableuses et de lagunes à mangroves limitées par une couronne corallienne qui encercle les deux îles, Grande Terre et Pamandzi, et illustre la subsidence de Mayotte.

• Des failles normales et des décrochements recoupent l'ensemble de Mayotte, mais aucune structure néotectonique n'y a été observée à ce jour.

Les failles et fissures observées à Mayotte sont probablement le résultat d'une part du jeu ou rejeu des grandes fractures de la croûte océnanique, de la ride de Davie et des systèmues e failles transformantes qui y sont liées, et d'autre part des déformations et de la fracturation propre à lamise en place et à l'évolution du volcan.

Parmi les familles de directions de failles mises en évidence, il s'agit de quatre directions de fracturation distensive (N90 à 100°E, N60 à 80°E, N120°E, N150°E), et de deux familles de fracturation essentiellement à dominate cisaillante (N170°E, N30-50°E), figure 14.

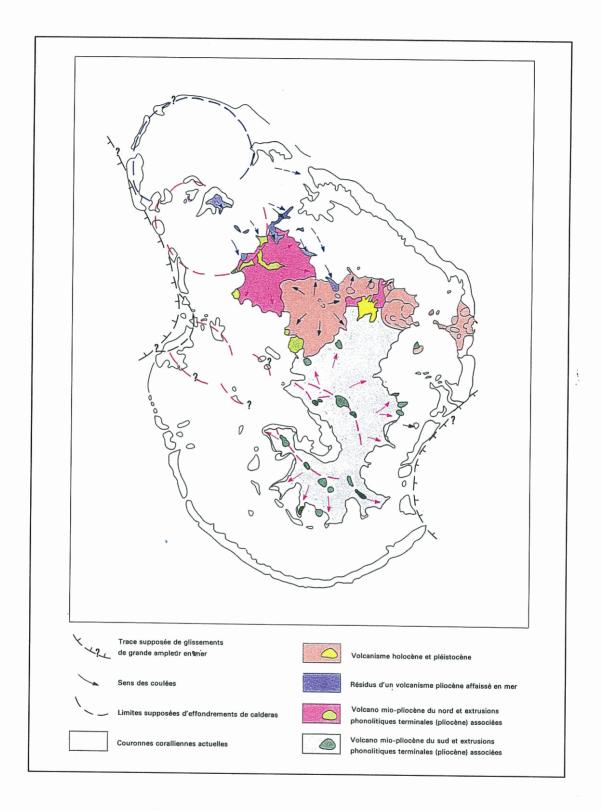


Figure 13 – Schéma structural de Mayotte (Stieltjes, 1988)

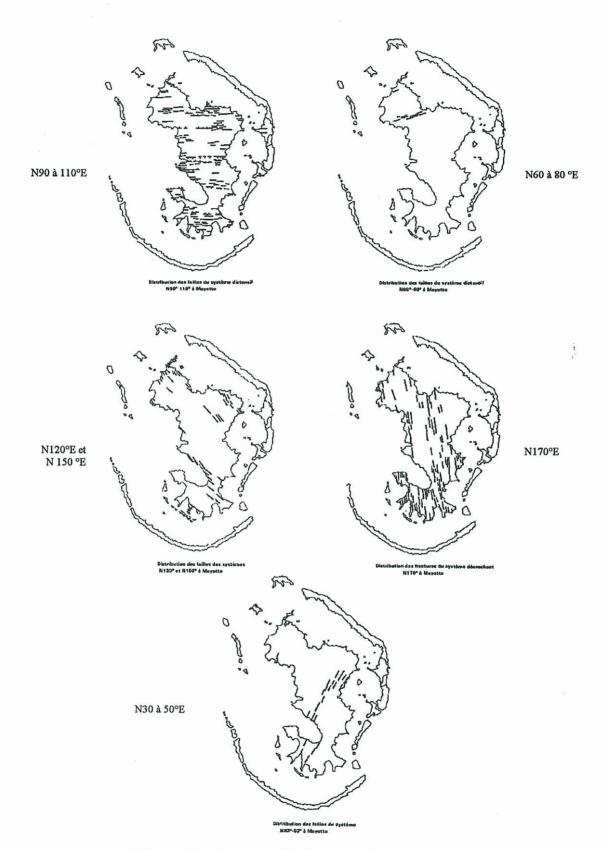


Figure 14 – Les zones de fractures de Mayotte (Stieltjes, 1988)

3.2. LOCALISATION DE L'ILE DE MAYOTTE DANS LE CADRE GEODYNAMIQUE REGIONAL

La nature de la croûte qui supporte l'archipel des Comores est inconnue car les données géophysiques sont rares ou imprécises. Cependant, les auteurs considèrent de plus en plus que la croûte des Comores soit de nature océanique en se basant sur plusieurs arguments :

- la vitesse de ondes P qui 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, qui, bien qu'imprécis, illustre une croûte océanique (Rabinowitz et al., 1983),
- les directions des fractures et du volcanisme à Grande Comore qui correspondent à la direction des transformantes somaliennes mais aussi à la direction du rifting Karroo (Esson et al., 1970; Bachèlery et Coudray, 1993),
- les cartes bathymétriques GEBCO du NERC (1994) qui illustrent bien 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.

Desgrolard (1996) suggère ainsi que l'archipel des Comores soit à la jonction de deux croûtes océaniques : l'une, au Sud, issue du rifting Karroo NW-SE daté de -180 à -160 Ma (Malod *et al.*, 1991) et l'autre au nord, crée par l'expansion NS du bassin de Somalie entre -150 à -118 Ma.

L'archipel des Comores serait donc supporté par une croûte océanique ancienne (<-160Ma).

Dans cette hypothèse, les failles et les volcans des Comores s'installent suivant les segments les plus anciens des transformantes du bassin de Somalie (N170°E) et suivant les directions anciennes du rifting Karroo (N145°E).

Le rift Est-africain se propage vers le SE en remobilisant la ride de Davie et les failles des Comores, les cisaillements de Madagascar ainsi que les fractures du bassin du Mozambique.

La sismicité des Comores et de Mayotte a donc probablement une double origine volcanique et tectonique.

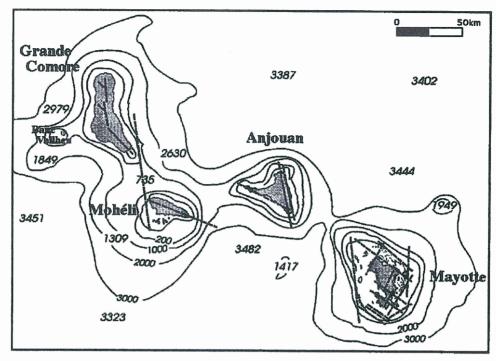


Figure 15 – Les directions des failles et du volcanisme des Comores (Bachèlery et Coudray, 1993)

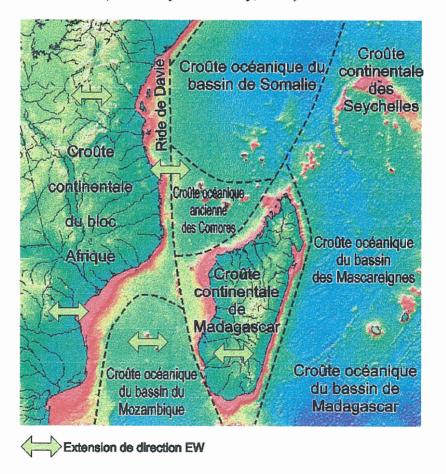


Figure 16 – Schéma interprétatif de Mayotte dans son contexte géodynamique

4. Sismicité et mécanismes au foyer des séismes

Sismicité historique

Le bilan de la sismicité historique (ou macrosismicité) d'une région consiste :

- en une recherche de documents ou d'archives susceptibles de retracer les effets des tremblements de terre ressentis,
- puis une analyse de ces données afin de préciser les coordonnées et l'intensité épicentrales des séismes ressentis.

En annexe est présentée la liste des séismes historiques d'origine tectonique, d'origine volcanique et des « faux séismes ». La figure 17 présente les épicentres macrosismiques d'origine tectonique uniquement.

Sismicité instrumentale

Le fichier des séismes enregistrés dans la zone comprise entre 30°E à 57°E de longitude et 0°S à 27°S de latitude a été réalisé à partir des catalogues de l'ISC (International Seismological Center) et du NEIC (National Earthquake Information Center). Ces épicentres sont représentés figures 18a et 18b.

Étant donné le niveau sismique régional relativement élevé aux alentours de Mayotte, il n'est pas nécessaire de considérer les régions distantes de plus de 500 km de l'île de Mayotte. En effet, l'occurrence d'un séisme même très important dans ces régions éloignées ne pourra pas générer des mouvements sismiques plus pénalisants que ceux issus de sources distantes de moins de 500 km.

Les résultats des mécanismes au foyer des séismes (figures 19 et 20) indiquent l'existence d'un régime de déformation extensive de direction équatoriale, et étendu depuis au moins la partie est du continent africain jusqu'au bloc de Madagascar.

Ci-après le détail des sigles utilisés dans les paragraphes suivants :

BCIS: Bureau Central international de Sismologie

ВЛ: Institut de Géophysique, Pékin, Chine

BUL: Goetz Observatory, Bulawayo, Zimbabwe

EAF: East African Network, Stations d'Ethiopie, Kenya, Malawi, Ouganda, Zambie et

Zimbabwe

GUT: Gutenberg et Richter, 1954

HFS: Hagfors Observatory, Stockholm, Suède

HVD: Department of Geological Sciences, Harvard University, Etats-Unis

ISC: International Seismological Center, Berkshire, Royaume-Uni

MOS: Institut de Physique de la Terre, Moscou, Russie

NEIC: National Earthquake Information Center, Denver, Colorado, Etats Unis

TAN: Institut et Observatoire Géophysique, Antananarivo, Madagascar

Parmi les régions sismiques les plus actives se trouvant à une distance supérieure à 500 km de l'île de Mayotte sont décrites ci-après.

4.1. LE RIFT EST-AFRICAIN

Cette région a connu de nombreux séismes majeurs dans le passé. On peut citer ceux du :

- 13 décembre 1910 (Lac Tanganyika) de magnitude Ms=7,3, selon Gutenberg and Richter (1954),
- 31 décembre 1932, de magnitude Mw évaluée à 6,8 (GUT) et de profondeur focale indéterminée,
- 7 mai 1964 (Lac Victoria) de magnitude Mb=6,4 (soit Mw calculé à 7,2) selon le NEIC et dont la profondeur focale est estimée par l'ISC à une cinquantaine de kilomètres,
- 9 octobre 1942 de magnitude Ms=6,8 (Lac Nyasa), selon Gutenberg and Richter (1954), avec une profondeur focale voisine de 60 km.

Plus récemment, les séismes du 15 décembre 1977 (Mw=5,7) du Lac Tanganyika, du 21 septembre 1997 (Mw=5,9) du Lac Tanganyika et du 10 mars 1989 (Mw=6,3) du Lac Nyasa présentent tous des mécanismes au foyer en faille normale subméridienne, compatibles avec le régime extensif qui caractérise ces domaines des grands rifts estafricains.

4.2. LE BASSIN DU MOZAMBIQUE

Plus au Sud, entre les latitudes 19°S et 25°S, la partie septentrionale de la zone de fractures du Mozambique est caractérisée par une sismicité relativement fréquente.

La profondeur focale moyenne des séismes est comprise dans les 20 premiers kilomètres. Concernant le séisme de 1915, sa magnitude et sa localisation doivent être considérées avec prudence étant donnés la technicité et le déploiement des réseaux du début du siècle.

Date	Magnitude	Profondeur (km)
8 mai 1915	Ms=6,8 (GUT)	Indéterminée
23 octobre 1938	Ms=6,0 (GUT)	Indéterminée
25 janvier 1967	Mb=5,0 (BUL)	Indéterminée
17 février 1981	Mb=5,2 (ISC)	Indéterminée
20 juin 1982	Mb=5,4 (ISC)	10 (ISC, NEIC)
	Ms=4,2 (NEIC)	

Aucun séisme n'a dépassé la magnitude 5,5 hormis les deux séismes du début du siècle (1915 et 1938), dont la qualité des informations restent cependant douteuse.

Plus récemment, le séisme du 17 février 1981 a atteint la magnitude Ms=5,7 (NEIC) Mb=5,2 (ISC), sans qu'il soit possible d'en évaluer l'intensité en l'absence d'îles habitées dans cette zone du sud du Canal du Mozambique.

Trois séismes ont fait l'objet d'un calcul de mécanisme au foyer par Harvard (HVD) sur le canal du Mozambique : les séismes du 6 novembre 1979, 3 septembre 1983 et 10 août 1995. Tous ces séismes présentent une composante normale sub-méridienne N-S à NNW-SSE, compatible avec une extension E-W (figure 19). La profondeur reste superficielle, c'est-à-dire inférieure à une trentaine de kilomètres.

4.3. LA RIDE DE DAVIE

A l'Ouest de l'île de Madagascar, la répartition des épicentres de séismes semble se faire selon deux principaux groupements : La zone d'intersection entre la ride de Davie et l'archipel des Comores (9°S et 13°S) et le segment central de la ride (13°S à 19°S).

4.3.1. La zone d'intersection entre la ride de Davie et l'archipel des Comores

Entre les latitudes 9°S et 13°S, cette zone est à l'intersection entre deux directions structurales majeures : la ride de Davie sub-méridienne et l'archipel des Comores de direction EW à NW-SE. Cette zone présente une sismicité importante.

La profondeur focale est généralement superficielle, comprise entre 10 et 20 km. Les séismes les plus forts enregistrés sont les suivants :

Date	Magnitude	Profondeur focale (km)
5 octobre 1976	Mb=4,9 (ISC)	36 (ISC)
	Mb=5,1 (NEIC)	
6 novembre 1979	Mw=5,2	10 (ISC, NEIC)
		15 (HVD)
18 février 1980	Mb=4,9 (ISC)	Indéterminée
***	Mb=5,0 (NEIC)	
29 avril 1982	Mw=5,1 (HVD)	10 (ISC, NEIC)
	Mb=5,1 (ISC)	15 (HVD)
	Mb=5,2 (NEIC)	
14 mai 1985 13:25	Mw=6,0 (HVD)	10 (NEIC, HVD)
(précurseur)		27 (BJI)
		40 (MOS)

14 mai 1985 18:11	Mw=6,3 (HVD) Ms = 6,0 (ISC)	10 (NEIC) , 14 (HVD) 32 (BJI) 40 (MOS)
14 mai 1985 19:54 (réplique)	Mb=5,3 (ISC) Ms=5,1 (ISC)	10 (NEIC, ISC) 40 (MOS)
15 mai 1985 10:59 (réplique)	Mb=5,1(ISC) Ms=4,4 (ISC)	10 (NEIC)
30 mai 1985 (réplique)	Mw=5,3 (HVD) Mb=5,3 (ISC) Ms=4,9 (ISC)	10 (HVD, NEIC, ISC) 20 (BJI) 39 (MOS)
28 juin 1985 (réplique)	Mw=5,6 (HVD) Mb=5,3 (ISC) Ms=5,3 (ISC)	10 (ISC, NEIC, HVD) 25 (BJI)

On remarque qu'une grande part de la sismicité est reliée aux nombreuses et fortes répliques du séisme de mai 1985 (Mw=6,3). Son épicentre se trouve à près de 450 km à l'Ouest-Nord-Ouest de l'île de Mayotte.

Les six mécanismes au foyer dressés par Harvard (HVD): 6 novembre 1979, 29 avril 1982, doublet (précurseur et réplique) du 14 mai 1985 et répliques associées des 30 mai et 28 juin 1985 présentent tous une composante normale sub-méridienne N-S à NNW-SSE, compatible avec une extension E-W. La profondeur focale de ces séismes restant inférieure à une trentaine de kilomètres.

4.3.2. Le segment central de la ride de Davie

Entre les latitudes 13°S et 19°S dans le 'goulet' du canal du Mozambique, la ride de Davie est caractérisée par des épicentres de séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0 relativement fréquents (7 en 60 ans, soit un tous les 10 ans environ). Parmi lesquels on distingue les séismes du :

Date	Magnitude	Profondeur (km)
23 octobre 1938	Ms=6,0 (GUT)	Indéterminée
24 août 1967	Mb=5,0 (ISC)	31 (ISC)
15 février 1975	Mb=5,2 (ISC)	27 (ISC)
3 septembre 1983	Mw=5,0 (HVD)	3 (MOS)
		10 (ISC, NEIC)
		33,5 (HVD)
20 juillet 1995	Mb=5,0 (ISC)	10 (ISC, NEIC, BJI)
	Ms=4,6 (ISC)	38 (EAF)

10 août 1995	Mw=5,3 (HVD, NEIC)	10 (ISC, MOS, NEIC) 13 (BJI) 15 (HVD)
15 juin 1996	Ms=4,6 (ISC) Mb=5,0 (ISC)	10 (ISC, MOS, NEIC) 14 (BJI)

4.4. LE BLOC DE MADAGASCAR

La micro-plaque continentale de Madagascar correspond à une région à sismicité également modérée. Les épicentres présentent une répartition relativement diffuse. Les séismes enregistrés les plus forts de cette zone ne dépassent pas la magnitude 6,0.

Date	Magnitude	Profondeur (km)
29 mars 1943	Ms=6,0 (GUT)	Indéterminée
9 novembre 1955	VII MM (BCIS)	Indéterminée
	(soit Mw équivalent égal à 5,8 ?)	
18 mai 1965	Mb=5,4 (ISC)	49 (ISC) ou 15±5 km selon les auteurs?
30 juin 1974	Mb=4,0 (ISC)	Indéterminée
	Ms=5,4 (NEIC)	
4 avril 1975	Mb=5,3 (ISC)	32 (ISC)
	Ms=5,6 (NEIC)	
31 janvier 1983	Mw=5,1 (HVD)	10 (ISC, NEIC)
	Mb=5,1 (ISC)	15 (HVD)
27 décembre 1983	Mw=5,1 (HVD)	10 (ISC, NEIC)
	Mb=5,1 (ISC)	34 (HVD)
4 octobre 1985	Mw=5,5 (HVD)	10 (ISC, NEIC, HVD)
	Mb=5,2 (ISC)	21 (BJI)
	Ms=5,1 (ISC)	
21 avril 1991	Mw=5,5 (HVD)	10 (MOS)
	Mb=5,8 (ISC)	15 (HVD)
	Ms=5,3 (ISC)	16 (BJI)
		19 (ISC, NEIC)
14 novembre 1992	Mw=5,0 (HVD)	10 (ВЛ)
	Mb=5,1 (ISC)	15 (HVD)
	Ms=4,7 (ISC)	15 (HFS)
		23 (ISC, NEIC)

D'après les données de la sismicité historique, le séisme du 21 avril 1991 a atteint une intensité épicentrale MSK égale à VI-VII.

D'après les données historiques, l'épicentre du séisme du 14 novembre 1992 serait localisé une centaine de kilomètres plus au Sud par rapport à la localisation instrumentale.

Trois séismes ont fait l'objet d'un calcul de mécanisme au foyer par Harvard (HVD) sur le canal du Mozambique : les séismes du 6 novembre 1979, 3 septembre 1983 et 10 août 1995. Tous ces séismes présentent une composante normale sub-méridienne N-S à NNW-SSE, compatible avec une extension E-W (figure 20). La profondeur reste superficielle, c'est-à-dire inférieure à une trentaine de kilomètres.

De même, sur l'île de Madagascar, les cinq mécanismes au foyer dressés par Harvard (HVD): 31 janvier 1983, 27 décembre 1983, 4 octobre 1985, 21 avril 1991 et 14 novembre 1992 présentent tous une composante normale sub-méridienne N-S à NNW-SSE, compatible avec une extension E-W (figure 20). La profondeur est aussi superficielle, c'est-à-dire inférieure à une trentaine de kilomètres.

Par contre, le séisme du 4 avril 1975 (Mw=5,5, profondeur focale proche de 30 km) correspondrait plutôt au jeu décrochant-inverse d'une faille sub-équatoriale.

4.5. L'ARCHIPEL DES COMORES ET LE BASSIN DE SOMALIE

L'archipel des Comores constitue une limite sismique nette entre :

- d'une part la région située au sud et à l'ouest, constitué essentiellement du bloc de Madagascar et de la ride de Davie où la sismicité est notable
- et d'autre part, le bassin de Somalie occidental, au nord, quasiment asismique.

En effet, concernant le bassin de Somalie, sur une surface de plusieurs millions de km², deux séismes de magnitude supérieure ou égale à 5 sont recensés par les réseaux internationaux : les séismes du 28 avril 1995 à 300 km au nord des Seychelles (Mb=5,0; ISC) et du 29 février 1996 à 500 km à l'ouest des îles Amirantes (Mb=5,0, Ms=4,0; ISC).

Au niveau de l'archipel des Comores, les épicentres des séismes sont régulièrement répartis. Actuellement, du cap nord de Madagascar jusqu'à l'île de la Grande Comore, soit sur un arc de l'ordre de 500 km, ont été enregistrés 16 épicentres de séismes de magnitude supérieure ou égale à 4,0 depuis 1967, dont 10 depuis 1993. Cette augmentation appaente depuis une dizaine d'années du nombre de séismes n'étant vraisemblablement pas directement liée à une augmentation de l'activité sismique, mais plutôt aux progrès constants réalisés, suite au développement du réseau de l'Institut et Observatoire Géophysique de Antananarivo (Tananarive) de Madagascar (TAN). Ce réseau sismique comptait 2 ou 3 stations implantées en 1973. Leur nombre a été augmenté et certaines ont été modernisées en 1993. Actuellement, le réseau compte

7 stations qui permettent des déterminations plus précises avec un seuil de détection plus faible depuis 1993.

Sur l'ensemble de l'archipel des Comores, quatre séismes ont atteint la magnitude 5,0. Le tableau suivant donne les caractéristiques relatives à ces événements :

Date	Localisation	Magnitude	Profondeur focale (km)
4 octobre 1982	225 km à l'est-nord-est de Mayotte 70 km au sud des îles Glorieuses	Mb=5,1 (ISC)	Indéterminée
23 avril 1993	90 km au sud de Mayotte	Mb=4,9 (ISC) Ms=4,4 (ISC) Mb=5,0 (NEIC)	10 (ISC, NEIC, BJI)
1 ^{er} décembre 1993	40 km à l'ouest de Mayotte	Mb = 5,2 (ISC) Ms=4,9 (ISC) Ms=4,8 (NEIC)	7 (BJI) 10 (ISC, NEIC, MOS) 15 (EAF)
15 août 1995	270 km à l'est-nord-est de Mayotte 80 km au sud-est des îles glorieuses	MI=5,0 (TAN) Md=4,4 (TAN)	Indéterminée

Remarque: En dehors du séisme de 1995, dont la localisation et les magnitudes sont données par l'Institut et Observatoire Géophysique de Antananarivo, les autres localisations et magnitudes sont celles déterminées par l'ISC, qui inclue l'ensemble des temps d'arrivée donnés par les stations mondiales, dont celles du NEIC et de l'Institut et Observatoire Géophysique de Antananarivo.

On peut observer sur le tableau ci-dessus, l'absence de séismes forts, dont la magnitude serait supérieure à 6.

L'archipel des Comores présente le long de ses 500 km, une sismicité diffuse, régulière avec une fréquence assez importante de séismes de magnitude proche de 5 : quatre en vingt ans ou un tous les cinq ans.

Le séisme du 1^{er} décembre 1993 est le plus fort de l'archipel comorien depuis au moins 50 ans. Au niveau de l'île de Mayotte il a été ressenti avec une intensité proche de VI-VII MSK en causant notamment de nombreux dommages sur des cases d'habitation.

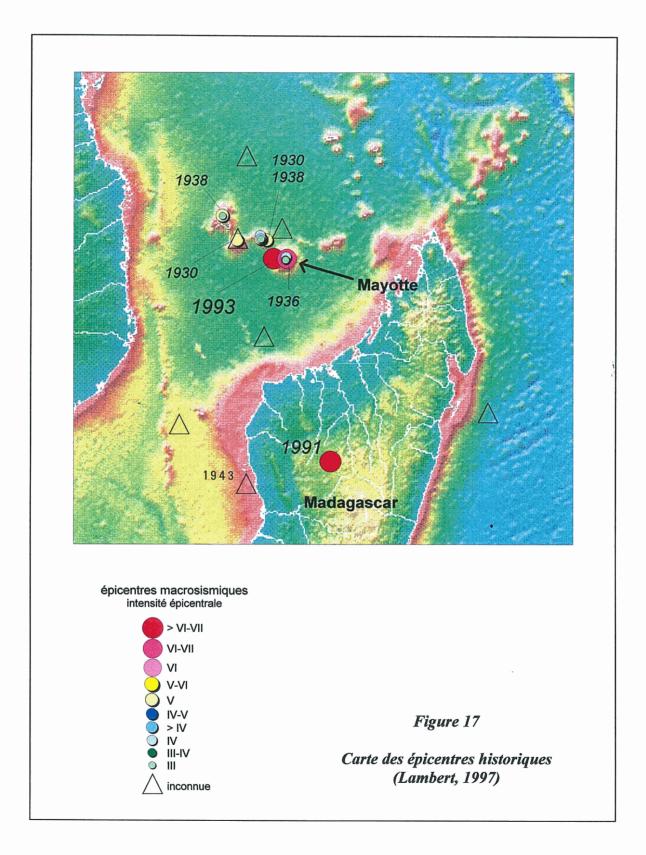


Figure 17 – Carte des épicentres historiques (Lambert, 1997)

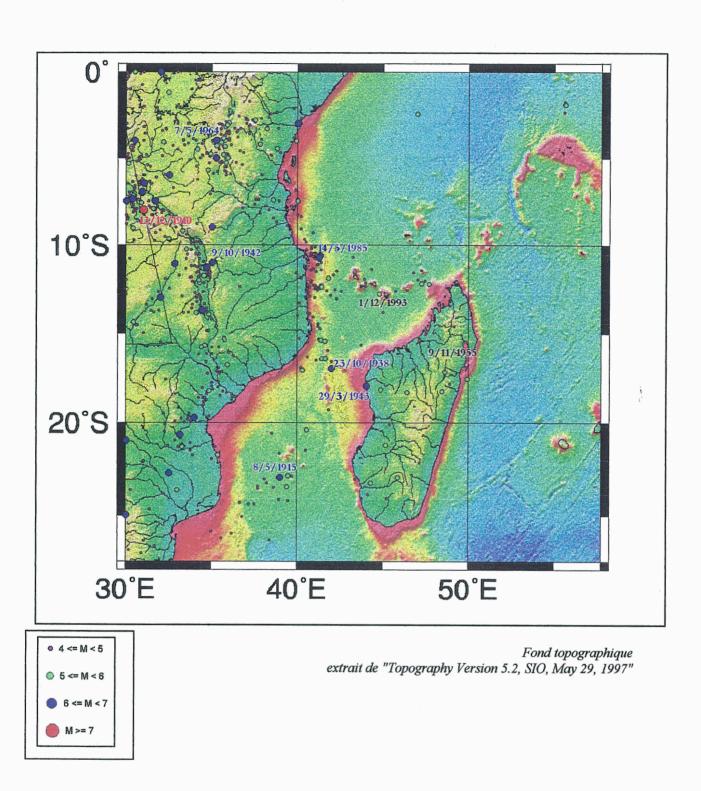
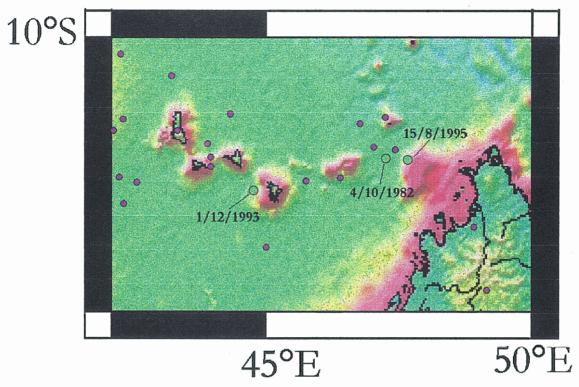


Figure 18a – Carte des épicentres instrumentaux. Synthèse des catalogues ISC [1910 - 10/1997] et NEIC [1960 à 3/2000]



Fond topographique extrait de "Topography Version 5.2, SIO, May 29, 1997"

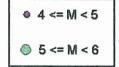


Figure 18b - Localisation des épicentres des séismes enregistrés localisés au niveau de l'archipel des Comores

Synthèse des catalogues ISC [1910 - 10/1997] et NEIC [1960 à 3/2000]

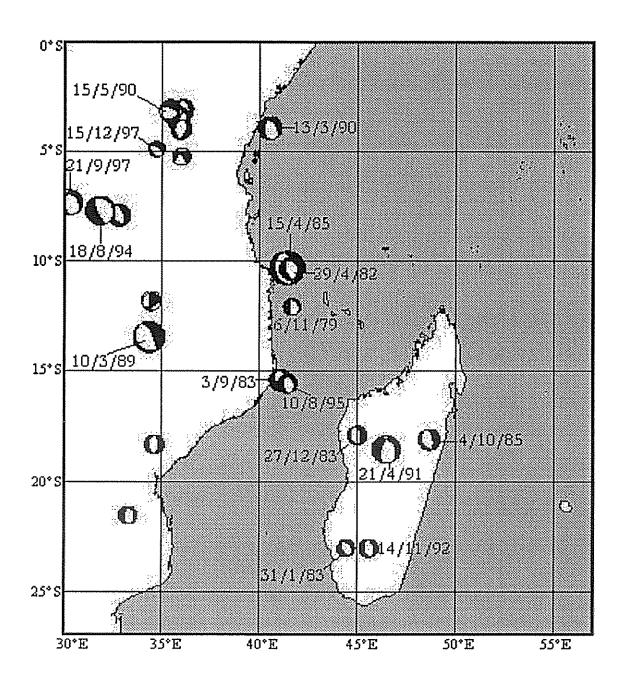
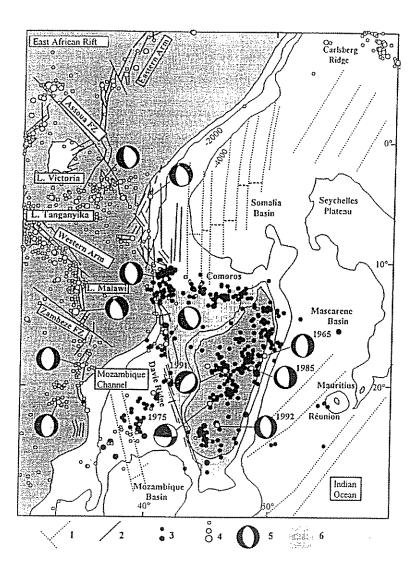


Figure 19 – Mécanismes au foyer des séismes régionaux. Calcul par Harvard [1977 - 1997]



Madagascar and its regional context: l = transform faults of the oceanic basins (after Malod et al., 1991); 2 = faults and fractures of East Africa and Davie ridge (after Malod et al., 1991); $3 = \text{epicentral determinations using the Malagasy network between 1979 and 1994 (magnitudes 4.0 and 5.0); <math>4 = \text{epicentral determinations from the USGS bulletins between 1979 and 1994 (magnitudes 4.0, 5.0 and 6.0); } 5 = \text{focal mechanisms (cf. Table 4 for Madagascar; for the others, after USGS bulletins 1990–1994); } 6 = \text{Madagascar continental crust extension below the sea level (after Segoufin, 1981).}$

Figure 20 – Sismicité et mécanismes au foyer des séismes – région de Madagascar, de la ride Davie et du Rift est africain (in Bertil et Regnoult, 1998)

5. Synthèse sismotectonique

L'évaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte, effectuée suivant une approche déterministe préconisée pour les installations classées, s'appuie sur un découpage du territoire en unités ou zones sismotectoniques auxquelles on associe un séisme de référence correspondant au séisme le plus fort connu que l'on considère pouvoir se reproduire en tout point de l'unité considérée.

La synthèse des données géologiques, géodynamiques et sismologiques permet d'individualiser et de délimiter les différentes unités sismotectoniques qui correspondent soit à des structures tectoniques (failles ou systèmes de failles en général) soit à des ensembles géologiques et structuraux présentant une sismicité homogène.

Les unités sismotectoniques présentant une sismicité notable autour de Mayotte sont (figure 21) : le rift Est-Africain, la ride de Davie, l'archipel des Comores, le bloc de Madagascar et le bassin du Mozambique.

5.1. LE RIFT EST-AFRICAIN

Le rift Est-Africain est une rupture lithosphérique qui recoupe la marge orientale de l'Afrique selon trois zones de fractures. La déformation liée au rift se propage vers le SE en utilisant préférentiellement d'anciennes zones de cisaillement.

La sismicité instrumentale est abondante avec des mécanismes au foyer caractérisant des mouvements purement distensifs EW. Concernant les séismes du rift est-africain, un des plus forts sismes connus est celui du 13 décembre 1910 de magnitude (Ms) égale à 7,3.

5.2. LA RIDE DE DAVIE

La ride de Davie est une ancienne faille transformante. Le segment nord de la ride est réactivé par la migration de la déformation du rift Est-Africain vers le SE ce qui se traduit par l'ouverture des bassins de Kerimbas et Lacerda.

Le segment de la ride compris entre 9°S et 13°S présente une sismicité importante, malgré sa faible extension. La profondeur focale moyenne reste superficielle (10 et 20 km). Le séisme le plus fort enregistré est celui du 14 mai 1985 de Mw=6,3, avec une profondeur comprise entre 10 et 40 km; l'épicentre étant localisé à environ 450 km à l'WNW de l'île de Mayotte.

Le segment de la ride compris entre 13°S et 19°S est caractérisé par des épicentres de séismes de magnitude supérieure ou égale à 5,0 relativement fréquents (un tous les dix ans), parmi lesquels on distingue le séisme du 23 octobre 1938 de Ms=6,0 et de profondeur indéterminée.

Les mécanismes au foyer calculés par Harvard présentent tous une composante normale sub-méridienne compatible avec une extension EW.

5.3. LA ZONE DE FRACTURES DU BASSIN DU MOZAMBIQUE

Les fractures du bassin du Mozambique prolongent vers le nord les zones de fractures transformantes de la Dorsale Sud-ouest Indienne.

La partie septentrionale de la zone de fractures recèle une sismicité instrumentale abondante. La profondeur focale moyenne des séismes reste comprise dans les 30 premiers kilomètres. Le séisme le plus fort est celui du 8 mai 1915 de Ms=6.8 (détermination du début du siècle). Plus récemment, le séisme du 17 février 1981 a atteint la magnitude Ms=5,7 (NEIC), Mb=5,2 (ISC), sans qu'il soit possible d'en évaluer l'intensité.

Comme l'indique les résultats des mécanismes au foyer des séismes, les fractures septentrionales du bassin du Mozambique sont réactivées dans le cadre d'un régime extensif EW. Cette réactivation est probablement en liaison avec la déformation extensive du rift Est-africain.

5.4. LE BLOC CONTINENTAL DE MADAGASCAR

Le bloc continental de Madagascar recèle une faible activité volcanique résiduelle et quelques indices néotectoniques. Les grandes failles de Madagascar sont héritées de l'orogénèse panafricaines (fin du Précambrien) ou bien de phases tectoniques ultérieures.

C'est une région de sismicité modérée et diffuse. Les plus forts séismes enregistrés ne dépassent pas la magnitude 6,0 : séisme du 29 mars 1943 de Ms=6,0 et séisme du 9 novembre 1955 d'intensité VII MM (profondeurs indéterminées).

Hormis en ce qui concerne le séisme du 4 avril 1975, corrélé semble-t'il au jeu décrochant-inverse d'une faille sub-équatoriale, les mécanismes au foyer calculés par Harvard présentent tous une composante normale sub-méridienne compatible avec une extension EW. Leur profondeur est superficielle (<30 km).

Le bloc de Madagascar est déformé en régime extensif d'orientation EW; cette extension est comparable à celle qui est observée dans le Rift Est-Africain, la ride de Davie et le bassin du Mozambique. La réactivation des failles anciennes de Madagascar correspondrait aux premiers termes de la migration vers le sud-est de la déformation extensive du Rift Est-Africain.

5.5. L'ARCHIPEL DES COMORES

Le bassin des Comores comporte probablement une croûte océanique épaissie sur laquelle sont installés des îlots volcaniques de point chaud.

La sismicité est diffuse, régulière avec une fréquence d'environ un séisme de magnitude proche de 5,0 tous les cinq ans. Les séismes des Comores ont probablement une double origine qui traduit 1- leur position sur un point chaud et 2- leur position en zone de transition de croûte au front de la déformation du rift Est-Africain.

Le séisme du 1^{er} décembre 1993 (Ms=4.9) a atteint une intensité proche de VI-VII MSK à Mayotte, en causant de nombreux dommages aux cases d'habitation. C'est le plus fort de l'archipel comorien depuis 50 ans. Sachant que l'épicentre est localisé à une quarantaine de kilomètres de l'île, les calculs réalisés dans le cadre de l'évaluation des mouvements sismiques de référence (cf chapitre 6, §6.2.1) donnent une estimation de l'intensité épicentrale proche deVII-VIII pour le séisme de 1993.

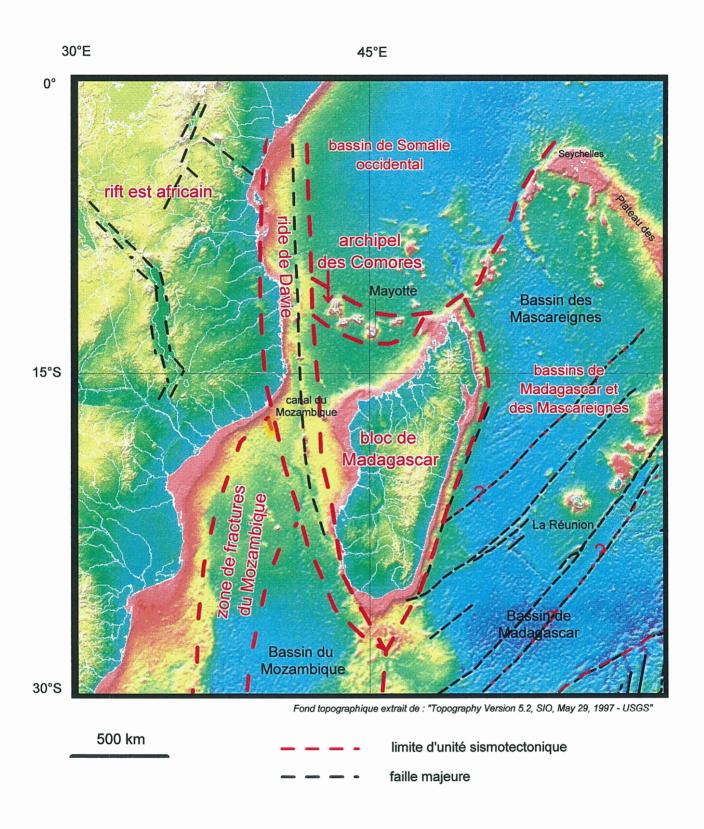


Figure 21 – Carte des unités sismotectoniques retenues pour l'évaluation de l'aléa sismique de l'île de de Mayotte

6. Détermination des mouvements sismiques de référence

6.1. METHODES D'ESTIMATION DU MOUVEMENT SISMIQUE

L'évaluation déterministe de l'aléa sismique d'une région nécessite une évaluation fiable des vibrations sismiques susceptibles d'être émises par les différents séismes de référence identifiés au cours de l'analyse sismotectonique. Pour cela, l'idéal serait de posséder des mouvements sismiques enregistrés sur une station sismologique proche du site d'étude, mais cela n'est possible que dans des zones à sismicité très importante. Pour une région à sismicité modérée comme Mayotte, il est nécessaire d'utiliser des méthodes permettant de déterminer le mouvement sismique au rocher à partir de la connaissance des sources retenues.

6.1.1. Approche empirico-statistique

6.1.1.1. Principe

Parmi les méthodes destinées à simuler des enregistrements de mouvements forts du sol en un site donné, une approche couramment employée est basée sur l'exploitation statistique de données accélérométriques pour l'établissement de lois empirico-statistiques. Des paramètres caractérisant le mouvement du sol (comme le pic d'accélération, le pic de vitesse ou les ordonnées spectrales) sont exprimés en fonction de la magnitude et de la distance à la source.

Les données accélérométriques, d'origines géographiques et de qualités variées, sont obtenues pour des séismes de magnitude, de profondeur et de mécanismes différents, enregistrés à des distances variables et sur des sites géologiques divers. Récemment, d'autres paramètres que la magnitude et la distance, comme la catégorie de sols ou le type de faille, ont été introduits dans les lois d'atténuation.

De nombreux auteurs proposent ainsi des lois d'atténuation de l'accélération du sol avec la distance, établies à partir d'analyses de régression effectuées sur une population d'enregistrements de mouvements forts. Ces lois d'atténuation sont en constante évolution, en raison de l'installation de nouvelles stations d'enregistrements modifiant en permanence les jeux de données disponibles pour effectuer les analyses de régression.

La forme générale des relations permettant la détermination des spectres de réponse est la suivante :

$$log(Y) = log \beta_1 + log [f_1(M)] + log [f_2(R)] + log [f_3(M, R)] + log [f_4(P_i)] + \sigma$$

- avec Y, la valeur spectrale recherchée : le pic d'accélération du sol (PGA), la pseudovitesse (PSV) ou l'accélération absolue (SA) ;
 - M, la magnitude du séisme. Différentes échelles de magnitude peuvent être considérées suivant les auteurs : la magnitude locale M_L, la magnitude d'ondes de surface M_S, la magnitude de moment M_w ou la magnitude de la Japan Meteorological Agency M_{JMA}.
 - R, la distance entre le point de mesure et la faille sismique. Là encore, différentes mesures de distances peuvent être utilisées : la distance épicentrale R_e, la distance hypocentrale R_h, la plus courte distance à la projection en surface de la zone de rupture R_s ou la plus courte distance à la zone de rupture R_z.
 - P_i, correspond aux paramètres additionnels que peut utiliser la loi, comme la catégorie de sol (rocher dur, rocher altéré, sol mou) ou le type de faille (décrochante, inverse, normale).
 - σ, l'écart-type associé au logarithme de Y.

Les lois d'atténuation peuvent être établies pour un ensemble de données enregistrées dans le monde entier ou pour une sélection correspondant à une région spécifique, comme par exemple l'Ouest des Etats-Unis ou les zones de subduction. Il est vrai qu'il est préférable autant que possible de choisir des relations établies pour un domaine géographique similaire à celui caractérisant la région où le calcul doit être effectué. Cependant, il est important de garder à l'esprit que ces relations se caractérisent par une forte dispersion, de l'ordre d'un facteur 2 sur la valeur calculée. Ceci traduit simplement la grande disparité des accélérogrammes naturels correspondant à un même couple magnitude-distance.

6.1.1.2. Sélection de lois d'atténuation pour Mayotte

Dans la région de Mayotte, nous devons tenir compte des spécificités de deux types de source sismique, l'une proche de l'île et de magnitude intermédiaire, l'autre plus éloignée et de plus forte magnitude. Il est primordial de s'assurer que le couple magnitude-distance de ces séismes de référence se situe bien dans le domaine de validité des lois retenues. Par ailleurs, étant donné le contexte tectonique à caractère extensif de la région de Mayotte, nous avons exclut les lois caractérisant des régions en régime compressif.

Le tableau 1 présentent l'ensemble des lois d'atténuation retenues pour l'étude.

Les lois d'atténuation du mouvement du sol étant destinées à simuler des mouvements forts, de telles relations sont rares pour des distances supérieures à 200 kilomètres. Et lorsqu'elles existent, elles concernent essentiellement les séismes de subduction. Par conséquent, seules deux lois valides pour des événements se produisant à des distances supérieures à 200 km de Mayotte ont été retenues. Les lois de Abrahamson & Litchiser (1989) et de Dahle *et al.* (1990) sont celles utilisées pour les séismes lointains.

Auteurs	Année	Région	Quantités calculées	Magnitude	Validité en magnitude	Distance	Validité en distance (km)	Nb. de données	Type de faille
Petrovski	1986	Yougoslavie Italie du Nord	PSV, PGA	M_L	3.0 à 6.8	R _h	10 à 200	240	
Theodulidis & Papazachos	1992	Grèce	PGA	Ms	4.5 à 7.0	R _e	1 à 150	105	
Tento, Franceschina & Marcellini	1992	Italie	PSV, PGA	M _L	4.0 à 6.6	R.	8 à 100	128	
Ambraseys, Simpson & Bommer	1996	Europe	PSV, PGA	Ms	4.0 à 7.5	R _s	1 à 200	422	
Cotton, Berge-Thierry, Maistre & Fukushima	1999	Europe	PSV	Ms	4,0 à 7.3	R _h	3 à 200	965	
Sadigh, Chang, Egan, Makdisi & Youngs	1997	Californie (superficiels)	PSV, PGA	$M_{\rm w}$	3.8 à 7.4	Rz	3 à 200	964	décrochant / normal inverse
Munson & Thurber	1997	Hawaï	PGA	M _L si M<5,5 M _S sinon	4.0 à 7.2	R _s	1 à 80	51	
Abrahamson & Litehiser	1989	Monde	PGA	Ms	5.0 à 8.1	R_h	1 à 400	585	normal / décrochant interplaque
Dahle, Bungum & Kvamme	1990	Monde (intraplaque)	PSV, PGA	Ms	3.0 à 7.0	R _h	10 à 400	87	
Abrahamson & Silva	1997	Monde (superficiels)	PSV	$M_{\rm w}$	4.4 à 7.4	Rz	l à 200	655	inverse autre

Tableau 1 – Lois d'atténuation retenues pour la détermination des mouvements du sol induits par les sources proches et lointaines sur Mayotte.

Pour les séismes proches, il s'agitdes 8 autres lois, par mi lesquelles celle de Cotton *et al.* (1999), proposée comme nouvelle formule de régression à utiliser dans la Règle Fondamentale de Sûreté I.2.c. (sans valeur règlementaire actuellement).

Malgré l'introduction récente d'autres paramètres que la magnitude et la distance, comme la catégorie de sols ou le type de faille, toutes les relations utilisées dans le cadre de cette étude ont été considérées pour un sol rocheux horizontal, et aucune spécification particulière du mouvement sur la faille n'a été introduite.

6.1.2. Approche théorique

L'analyse récente des enregistrements de séismes à faible distance (< 100 km) des sources sismiques a permis aux sismologues de mieux connaître les détails des mécanismes de rupture. Elle a donné lieu à de nombreux modèles déterministes faisant intervenir la propagation d'un front de rupture et la répartition des chutes de contraintes et des dislocations sur le plan de faille. Les méthodes théoriques sont fondées sur une approche physique de la génération et de la propagation des ondes sismiques depuis le foyer jusqu'au rocher affleurant.

Une de ces techniques, la méthode spectrale, reproduit le comportement stochastique des accélérogrammes réels (Boore, 1983; Bernard, 1987). Elle fournit en général de bons résultats, en accord avec les données réelles. Cependant, elle n'est valable que pour une source lointaine. Dans ce cas, la source peut être considérée comme ponctuelle, ce qui signifie que tous les points de la faille sont ramenés à un seul et que la notion de rupture n'existe pas. La méthode stochastique n'est donc pas applicable en source proche, lorsque la source est qualifiée d'étendue, autrement dit, la faille est représentée par une surface.

Le BRGM et l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris) ont développé un modèle numérique de faille étendue : SASSOM (Synthetic Accelerograms from Spectral SOurce Model), où la complexité de la rupture est décrite par une distribution spécifique du glissement sismique le long d'une faille (Herrero, 1994). L'originalité de ce modèle est qu'il permet de définir des spectres dans des domaines encore peu documentés, comme les courtes distances, et qu'il prend en compte le phénomène de directivité (amplification du rayonnement dans la direction de la rupture). De façon générale, la robustesse des lois physiques qui sous-tendent cette méthode en garantissent les effets à long terme, et en font pour le moment une méthode complémentaire aux analyses purement statistiques de l'aléa sismique régional.

Les accélérogrammes synthétiques sont déterminés grâce à une paramétrisation complète de la source sismique (géométrie de la zone fracturée, glissement moyen sur la faille, vitesse de rupture), ainsi que de la structure géologique le long du chemin de propagation des ondes (Bour, 1996). Parmi ces paramètres, voici les plus importants :

- magnitude de moment Mw;
- mécanisme au foyer, caractérisé par trois angles : l'azimut, le pendage de la faille, et l'angle du vecteur glissement dans le plan de faille ;
- chute de contrainte sur la faille pendant le séisme ;
- profondeur et distance, définies par rapport au centre de la faille ;
- angle entre la direction de la faille et la direction source-site (paramètre non influent lorsque la source est située au droit du site).

Les trajets suivis par les ondes sismiques sur de grandes distances dans la terre sont complexes, car elles peuvent être réfléchies, converties ou transmises dans les différentes couches qui constituent le milieu de propagation. En première approximation, le calcul numérique est pratiqué uniquement pour l'onde directe, ce qui limite l'utilisation de SASSOM à des distances inférieures à la centaine de kilomètres. Le modèle ne pourra donc pas être appliqué au calcul des mouvements engendrés par les sources situées à plus de 100 kilomètres de l'île de Mayotte.

6.2. CARACTERISTIQUES DES SMHV

Les séismes de référence rattachés aux unités sismotectoniques considérées pour l'évaluation de l'aléa sismique sur l'île de Mayotte sont directement déduits de la synthèse sismotectonique. Etant donné les caractéristiques des séismes de référence des unités les plus proches de Mayotte, ont été écartées les sources sismiques localisés à plus de 500 kilomètres de Mayotte; n'étant retenus que les séismes susceptibles d'induire les mouvements sismiques les plus forts sur l'île (Tableau 2).

	Séisme o	Séisme de référence		Distance
	Date	Intensité épicentrale ou magnitude	plus probables : mouvement et direction	minimale entre l'unité sismotectoni que et Mayotte
Ride de Davie	14/05/1985	$M_{\rm w} = 6.3$ $M_{\rm S} = 6.0$	Jeu normal, dir. NS	320 km
Bloc de Madagascar	29/03/1943	$M_{s} = 6,0$	Jeu normal, dir. NS-NNE-SSW	60 km
Archipel des Comores	01/12/1993	$m_b = 5,2$ $M_S = 4,9$	Jeu normal, dir. subméridienne?	

Tableau 2 – Unités sismotectoniques contenant les séismes de référence les plus défavorables pour Mayotte.

6.2.1. Source proche

Tout séisme susceptible de se produire à une distance focale inférieure ou égale à 10 kilomètres du site étudié (ici l'ensemble de l'île de Mayotte), est considéré comme source proche. Dans l'approche déterministe, on admet que des séismes analogues aux séismes historiquement connus sont susceptibles de se produire dans l'avenir avec une position d'épicentre qui soit la plus pénalisante quant à ses effets en terme d'intensité sur le site étudié. Dans le cas d'une source dite proche, le séisme de référence est interne à l'unité sismotectonique contenant le site. Il est donc supposé pouvoir se produire en tout point de cette même unité, et en particulier au droit du site étudié. Le séisme de référence de l'unité sismotectonique de l'archipel des Comores, à laquelle appartient l'île de Mayotte, est le séisme du 1^{er} décembre 1993.

Comme ce séisme appartient à la période instrumentale très récente, une localisation spatiale précise et plusieurs calculs de magnitude ont été effectués. Il aurait été localisé à 40 kilomètres à l'Ouest de Mayotte et à une dizaine de kilomètres de profondeur. De par sa faible profondeur, le séisme de référence du 1^{er} décembre 1993 est donc considéré comme source proche. Ses caractéristiques, déterminées par plusieurs agences sismologiques internationales, sont rappelées dans le tableau 3.

Rappelons que les dommages répertoriés pour certaines constructions dans le Sud de Mayotte, en particulier à Kéni-Kéli, sont représentatifs d'une intensité VI-VII MSK (Lambert, 1997). L'épicentre étant situé en mer, il est normal de ne pas disposer d'une intensité épicentrale pour ce séisme. Cette valeur peut être néanmoins estimée à l'aide d'un modèle d'atténuation de l'intensité avec la distance. Etant donné la difficulté de trouver des relations conçues à partir de données provenant de l'Océan Indien, nous proposons une loi établie à partir de 66 séismes de l'Est et du centre des Etats-Unis pour des distances épicentrales pouvant aller jusqu'à 1000 kilomètres (Anderson, 1978). A partir de l'intensité I ressentie en un point situé à une distance épicentrale R_c, cette loi permet de calculer l'intensité épicentrale I₀ du séisme :

$$I_0 = I + 0.00117 R_e + 2.7 \log_{10} R_e - 3.2$$

Pour le séisme du 1^{er} décembre 1993 localisé à 40 kilomètres à l'Ouest de Mayotte, on obtient ainsi une intensité épicentrale VII-VIII MSK.

Comme le séisme de référence est supposé pouvoir se produire au droit du site étudié, l'intensité du Séisme Maximum Historiquement Vraisemblable (SMHV) sur le site est égale à l'intensité épicentrale du séisme de référence. Le séisme du 1^{er} décembre 1993 induit donc une intensité SMHV de VII-VIII MSK en tout point de l'île de Mayotte.

6.2.2. SOURCE LOINTAINE

Tout séisme susceptible de se produire à une distance focale supérieure à 10 kilomètres du site est considéré comme source lointaine. D'après le tableau 2, deux séismes constitueraient les sources lointaines les plus pénalisantes pour l'île de Mayotte. Le

séisme du 14 mai 1985 possède une magnitude presque équivalente à celle du séisme du 29 mars 1943, mais il est positionné à une distance beaucoup plus importante de Mayotte. Ses effets sur Mayotte seraient moindres que ceux du 29 mars 1943. Par conséquent, ce séisme de 1985 rattaché à l'unité sismotectonique de la ride de Davie est écarté de l'analyse.

Le séisme de référence qui constitue la source lointaine la plus défavorable pour Mayotte, est celui du 29 mars 1943. Il s'est produit sur la côte Ouest de l'île de Madagascar et appartient à l'unité sismotectonique du bloc de Madgascar. Ses caractéristiques sont évaluées ci-après et synthétisées dans le tableau 3.

La profondeur focale du séisme de 1943 est vraisemblablement inférieure à une trentaine de kilomètres. Ce paramètre n'est pas fondamental pour la suite des déterminations, car la distance épicentrale de 60 km est suffisamment importante. En effet, une différence de 5 km sur la profondeur du foyer se répercute par un écart maximal de 2 km sur la distance focale, ce qui est négligeable. Nous choisissons la position la plus conservatrice, qui consiste à retenir l'hypothèse d'une profondeur focale de 10 kilomètres.

Comme pour la source proche, l'intensité épicentrale du séisme du 29 mars 1943 n'est pas connue. Par contre, des dégâts ont été reportés à 70 kilomètres de l'épicentre, près de l'embouchure du fleuve Manambolo. D'après Lambert (1997), ces dommages seraient représentatifs d'une intensité VI à VI-VII MSK. A l'aide du modèle d'atténuation de l'intensité avec la distance (Anderson, 1978), cette donnée permet d'estimer une intensité épicentrale voisine de VIII.

Lorsque le séisme de référence est externe à l'unité sismotectonique du site, l'intensité du SMHV sur le site est calculée à partir de l'atténuation de l'intensité ressentie, en fonction de la distance minimale envisageable entre le SMHV et le site. Toujours d'après la relation d'Anderson (1978), le séisme de référence du 29 mars 1943, induirait une intensité SMHV de VI-VII MSK à Mayotte.

Nous proposons de vérifier cette valeur d'intensité obtenue à 60 kilomètres de Mayotte, à l'aide d'une autre corrélation. Il s'agit d'une équation liant la magnitude M, l'intensité macrosismique I et la distance focale R_h (Levret *et al.*, 1994):

$$M = 0,44 I + 1,48 \log_{10} R_h + 0,48$$

Cette relation a été établie à partir de séismes récents enregistrés sur l'ensemble du territoire métropolitain, pour lesquels on disposait aussi bien d'une évaluation de l'intensité épicentrale que d'un calcul de magnitude. Les caractéristiques focales du séisme du 29 mars 1943 étant proches de celles des séismes de France métropolitaine (magnitudes modérées et profondeurs faibles), il est raisonnable d'utiliser cette relation pour évaluer l'atténuation de l'intensité avec la distance. Par application de cette loi, nous obtenons comme précédemment, une intensité du SMHV correspondant au séisme de 1943, égale à VI-VII à Mayotte.

6.2.3. SYNTHESE

L'intensité la plus forte obtenue sur l'île de Mayotte est induite par le séisme du 1^{er} décembre 1993 d'intensité épicentrale estimée à VII-VIII, qui correspond à une source sismique proche. Le séisme du 1^{er} décembre 1993 est le séisme de référence de l'unité sismotectonique de l'archipel des Comores contenant Mayotte. La solution la plus pénalisante du SMHV lui correspondant, consiste à le considérer comme pouvant se produire au droit de tout point de l'île. L'intensité induite par ce SMHV correspond donc à son intensité épicentrale, soit VII-VIII.

Le séisme du 29 mars 1943 est le séisme de référence du bloc de Madagascar, qui correspond à une source lointaine. L'intensité induite sur Mayotte par le SMHV de cette unité vaut VI-VII.

Les caractéristiques focales de ces deux séismes (intensité épicentrale, profondeur focale, magnitude) et l'intensité des SMHV qui leur correspondent sont données dans le tableau 3.

En l'état actuel des connaissances, aucun autre séisme de référence n'est susceptible de conduire à des mouvements plus pénalisants sur l'île de Mayotte.

	Source proche	Source lointaine
Séisme de référence	1 ^{er} décembre 1993	29 mars 1943
Intensité épicentrale (MSK)	VII-VIII	VIII
Profondeur focale (km)	10	10
Magnitude	5,2	6,0
Distance focale minimale au site (km)	10	60
Intensité du SMHV sur le site (MSK)	VII-VIII	VI-VII
Intensité du SMS sur le site (MSK)	VIII-IX	VII-VIII

Tableau 3 - Sources retenues pour la détermination des SMHV sur l'île de Mayotte.

6.3. CALCUL DES MOUVEMENTS SISMIQUES DE REFERENCE A MAYOTTE

Nous estimons les mouvements sismiques de référence susceptibles d'être induits au rocher horizontal affleurant sur l'île de Mayotte, par le Séisme Maximum Historiquement Vraisemblable et par le Séisme Majoré de Sécurité, identifiés au paragraphe 3. Deux sources sismiques sont envisageables pour l'île de Mayotte : la source proche déduite du séisme du 1^{er} décembre 1993, d'intensité épicentrale VII-VIII. Elle est localisée à l'aplomb de tout point de l'île et son intensité SMHV sur l'île est également de VII-VIII. La source lointaine est déduite du séisme du 29 mars 1943, d'intensité épicentrale VIII. Elle est localisée à 60 kilomètres de Mayotte et son intensité SMHV sur l'île est de VI-VII.

6.3.1. Hypothèses pour l'application des lois d'atténuation

Pour les SMHV associés aux deux séismes de référence, les valeurs de magnitude et de distance utilisées dans les différentes lois d'atténuation sont présentées dans le tableau 4.

Pour la source proche du 1^{er} décembre 1993, le passage d'un type de distance à l'autre est effectué en plaçant le séisme dans la configuration la plus pénalisante pour le site, tout en restant dans les domaines de validité des différentes lois d'atténuation. Le calcul de ces distances nécessite de connaître la géométrie du plan de faille. C'est pourquoi une valeur approximative de surface de faille associée, déduite des relations empiriques de Wells & Coppersmith (1994), est également indiquée dans le tableau 4.

	M=5,2 à 10 km	M=6,0 à 60 km
$M_{ m L}$	5,2	6,0
M_{s}	4,9	6,0
$M_{\rm w}$	5,2	6,0
R _h (km)	10,2	61
R _z (km)	8	53
R _e (km)	2	60
R _s (km)	<u>l</u>	54
surface (km²)	25	~ 120

Tableau 4 - Paramètres¹ des SMHV, requis par les lois d'atténuation

¹ Paramètres définis au § 2.1.1.

6.3.2. Hypothèses pour l'application de SASSOM

Les jeux de paramètres retenu pour les deux SMHV sont présentés dans le tableau 5. En accord avec les mécanismes au foyer des autres séismes qui se sont produits dans l'archipel des Comores ou dans le bloc de Madagascar, les plans de faille retenus possèdent une orientation NNW-SSE et un pendage de 60° ou de 70° vers l'Est. Par ailleurs, l'angle de glissement sur la faille est fixé à -90°, correspondant à un mouvement de type normal, caractéristique d'un contexte tectonique en extension.

magnitude	5,2	6,0
profondeur (km)	10	10
distance (km)	10	60
chute de contrainte (MPa)	1,5	5
azimut (°Est)	350	350
pendage (°)	60	70
angle de glissement (°)	-90	-90

Tableau 5 – Paramètres des SMHV, requis par le modèle SASSOM

Les résultats d'un calcul par le biais du modèle SASSOM peuvent être sensibles à certains paramètres d'entrée, soit purement numériques, soit difficiles à fixer car mal connus. Plutôt que de se baser sur les résultats d'un calcul unique, pas forcément représentatif du problème posé, nous avons effectué un traitement statistique en jouant sur la variabilité de ces paramètres. De plus, ce mode de calcul a l'avantage de représenter la variabilité naturelle des accélérogrammes réels. Nous avons donc calculé à partir des paramètres du tableau 12, 24 accélérogrammes synthétiques, les 24 spectres de réponse élastiques associés et enfin le spectre moyen.

6.3.3. Détermination des spectres associés à la source proche

6.3.3.1. Spectre de réponse associé au SMHV

Le tableau 6 présente les accélérations horizontales maximales susceptibles d'être produites par le SMHV proche à Mayotte. Elles ont été déterminées à partir des relations d'atténuation retenues dans le tableau I et de la modélisation par SASSOM.

L'accélération horizontale maximale susceptible d'être produite sur Mayotte par le SMHV vaut en moyenne 0,16 g.

Région	Loi d'atténuation	PGA M=5,2 à 10 km
Europe	Petrovski (1989)	0,12 g
	Theodulidis et al. (1992)	0,17 g
	Tento et al. (1992)	0,17 g
	Ambraseys et al. (1996)	0,16 g
	Cotton et al. (1999)	0,14 g
Californie	Sadigh <i>et al.</i> (1997)	0,19 g
Hawaï	Munson & Thurber (1997)	0,13 g
Monde	Abrahamson & Silva (1997)	0,13 g
Modèle SASSOM (1996)		0,18 g
Moyenne		0,16 g

Tableau 6 – Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à Mayotte par le SMHV proche.

La colonne « quantités calculées » du tableau 1 indique les lois d'atténuation qui permettent de déterminer l'ensemble des ordonnées spectrales constituant le spectre de réponse. Nous avons reporté ce spectre à 5 % d'amortissement sur la figure 22. Le spectre simplifié proposé est indiqué sur cette figure par la courbe noire.

Le spectre SMHV correspondant à la source proche pour l'île de Mayotte est présenté pour des amortissements de 2, 5, 10 et 20 % sur la figure 23.

Pour les amortissements différents de 5 %, les coefficients de passage sont adaptés de ceux proposés par Newmark et al. (1976) ou par les règles parasismiques françaises :

Les valeurs correspondantes de déplacement D, de vitesse V et d'accélération A en fonction de la fréquence F sont précisées sur le tableau 7 pour chacun des spectres à 2, 5, 10 et 20 % d'amortissement. Pour les valeurs intermédiaires, on interpolera linéairement sur les diagrammes logarithmiques.

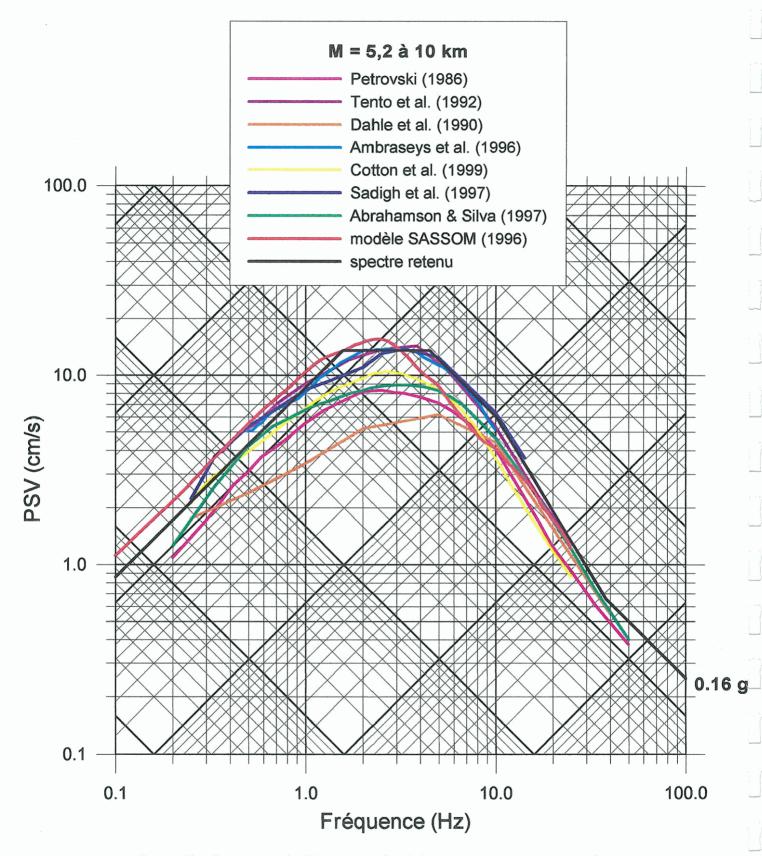


Figure 22 - Spectres calculés pour le SMHV proche et spectre proposé. Rocher horizontal affleurant. Amortissement 5 %.

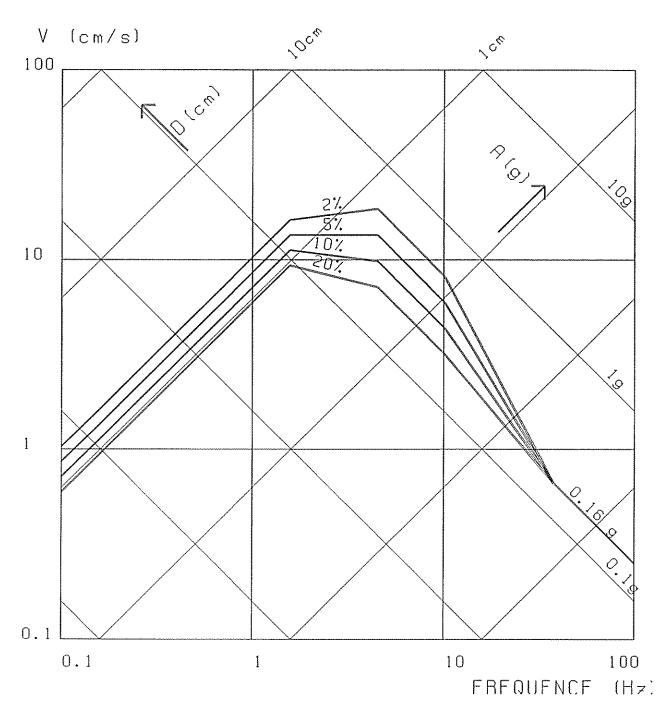


Figure 23 – Spectre de réponse élastique du SMHV proche au rocher horizontal affleurant. Amortissements 2, 5, 10 et 20 %.

F (Hz)	amortissement (%)	A (g)	V (cm/s)	D (cm)
0,1	2	0,00065	1,03	1,64
0,1	5	0,00054	0,86	1,37
0,1	10	0,00045	0,72	1,14
0,1	20	0,00038	0,60	0,95
1,57	2	0,160	16,20	1,64
1,57	5	0,133	13,50	1,37
1,57	10	0,111	11,25	1,14
1,57	20	0,092	9,38	0,95
4,5	2	0,523	18,50	0,65
4,5	5	0,382	13,50	0,48
4,5	10	0,279	9,85	0,35
4,5	20	0,203	7,19	0,25
10,1	2	0,523	8,22	0,13
10,1	5	0,382	6,00	0,09
10,1	10	0,279	4,38	0,07
10,1	20	0,203	3,20	0,05
38	tous	0,16	0,66	0

Tableau 7 – Valeurs de A, V et D du spectre de réponse élastique du SMHV proche au rocher horizontal affleurant.

6.3.3.2. Spectre de réponse associé au SMS

Conformément aux règles édictées dans l'arrêté du 10 mai 1993, le passage du Séisme Maximal Historiquement Vraisemblable au Séisme Majoré de Sécurité est défini par la majoration de 1 degré de l'intensité du SMHV :

$$I_{SMS} = I_{SMHV} + 1$$

L'augmentation de une unité en intensité correspond à une incrémentation de 0,5 en magnitude, intermédiaire entre la valeur de 0,55 préconisée dans la RFS n° I-2c et la valeur de 0,44 déduite de la relation empirique de Levret et al. (1994). Cette équation reliant magnitude, intensité et distance focale, a été établie à partir de séismes récents enregistrés sur l'ensemble de la France, pour lesquels on disposait à la fois d'une évaluation de l'intensité épicentrale et d'un calcul de magnitude.

Les méthodes utilisées pour la détermination des mouvements sismiques de référence du SMS sont identiques à celles utilisées pour le SMHV (voir paragraphe 4.3.1). Elles sont appliquées au SMS, de caractéristiques équivalentes à celles du SMHV, avec une magnitude incrémentée de 0,5, c'est-à-dire M = 5,7.

Le tableau 8 présente les accélérations horizontales maximales du SMS estimées sur Mayotte. Le PGA susceptible d'être produit sur l'île par le SMS proche vaut en moyenne 0,25 g.

Les spectres à 5 % d'amortissement déterminés par les lois d'atténuation sont reportés sur la figure 24.

Région	Loi d'atténuation	PGA M=5,7 à 10 km
Europe	Petrovski (1989)	0,16 g
	Theodulidis et al. (1992)	0,37 g
	Tento et al. (1992)	0,22 g
	Ambraseys et al. (1996)	0,25 g
	Cotton et al. (1999)	0,23 g
Californie	Sadigh <i>et al.</i> (1997)	0,29 g
Hawaï	Munson & Thurber (1997)	0,19 g
Monde	Abrahamson & Silva (1997)	0,26 g
Modèle SASSOM (1996)		0,27 g
Moyenne		0,25 g

Tableau 8 – Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à Mayotte par le SMS proche.

Cette procédure a finalement conduit à adopter les spectres SMS présentés sur la figure 25 pour les amortissements 2, 5, 10 et 20 %. Le tableau 9 donne les valeurs d'accélération, de vitesse et de déplacement en fonction de la fréquence.

Enfin, pour les deux types de spectre SMHV et SMS et conformément aux règles de construction parasismique PS 92 (AFNOR, 1995), on adoptera pour les spectres verticaux un coefficient multiplicateur égal à 0,7 par rapport aux spectres horizontaux.

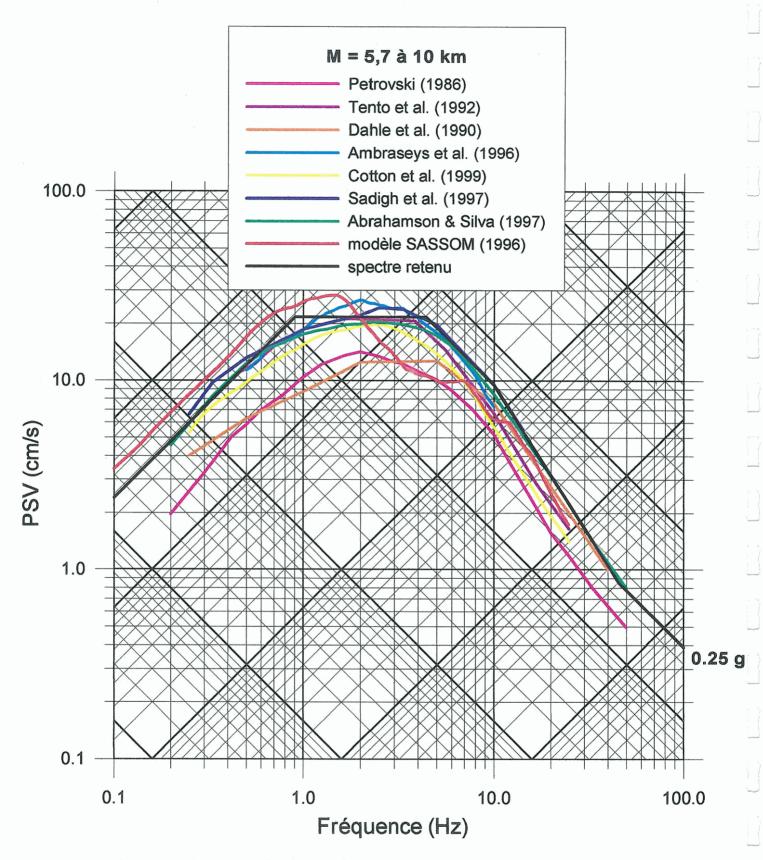


Figure 24 - Spectres calculés pour le SMS proche et spectre proposé. Rocher horizontal affleurant. Amortissement 5 %.

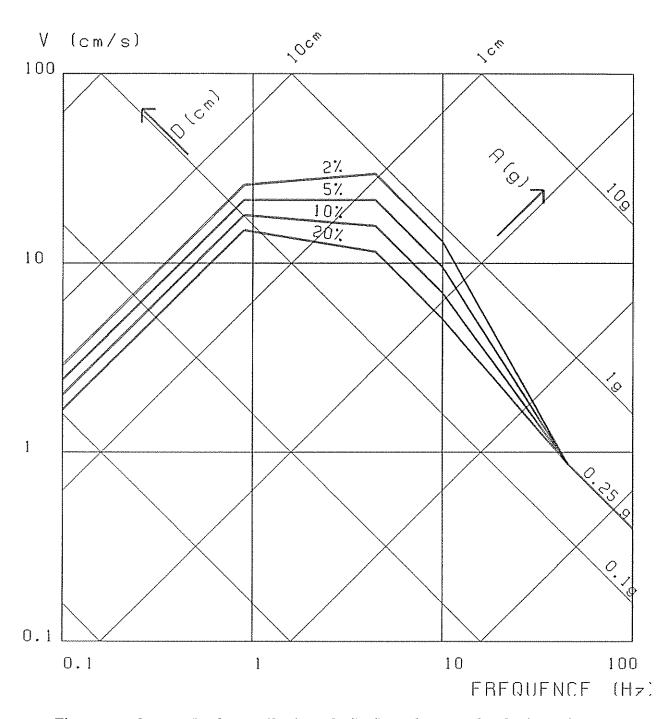


Figure 25 – Spectre de réponse élastique du SMS proche au rocher horizontal affleurant. Amortissements 2, 5, 10 et 20 %.

F	amortissement	A	A V	
(Hz)	(%)	(g)	(cm/s)	(cm)
0,1	2	0,00181	2,88	4,58
0,1	5	0,00151	2,40	3,82
0,1	10	0,00126	2,00	3,18
0,1	20	0,00105	1,67	2,65
0,9	2	0,147	25,92	4,58
0,9	5	0,122	21,60	3,82
0,9	10	0,102	18,00	3,18
0,9	20	0,085	15,00	2,65
4,4	2	0,818	29,59	1,07
4,4	5	0,597	21,60	0,78
4,4	10	0,436	15,77	0,57
4,4	20	0,318	11,51	0,42
10	2	0,818	13,02	0,21
10	5	0,597	9,50	0,15
10	10	0,436	6,93	0,11
10	20	0,318	5,06	0,08
45,7	tous	0,25	0,86	0

Tableau 9 – Valeurs de A, V et D du spectre de réponse élastique du SMS proche au rocher horizontal affleurant.

6.3.4. Détermination du spectre associé au SMHV lointain

Le tableau 10 présente les accélérations horizontales maximales susceptibles d'être produites par le SMHV lointain à Mayotte. Elles ont été déterminées à partir des relations retenues dans le tableau 1 et de la modélisation par SASSOM.

L'accélération horizontale maximale susceptible d'être produite sur Mayotte par le SMHV lointain vaut en moyenne 0,045 g.

La colonne « quantités calculées » du tableau 1 indique les lois d'atténuation qui permettent de déterminer l'ensemble des ordonnées spectrales constituant le spectre de réponse. Nous avons reporté ce spectre à 5 % d'amortissement sur la figure 26. Le spectre simplifié proposé est indiqué sur cette figure par la courbe noire.

La comparaison des ordonnées spectrales des SMHV proche et lointain proposés sur l'île de Mayotte (Figures 22 et 26) montre que les niveaux du SMHV proche sont toujours supérieurs à ceux du SMHV lointain, et ceci pour toute la gamme de fréquences considérées. C'est pourquoi le SMHV correspondant à la source lointaine n'est pas retenu dans la synthèse de l'étude. En particulier, il n'y a pas lieu de considérer un SMS lointain pour Mayotte.

Région	Loi d'atténuation	PGA M=6,0 à 60 km	
	Petrovski (1989)	0,050 g	
	Theodulidis et al. (1992)	0,050 g	
Europe	Tento et al. (1992)	0,043 g	
	Ambraseys et al. (1996)	0,044 g	
	Cotton et al. (1999)	0,044 g	
Californie	Sadigh et al. (1997)	0,032 g	
Hawaï	Munson & Thurber (1997)	0,043 g	
Monde	Abrahamson & Silva (1997)	0,040 g	
Mod	Modèle SASSOM (1996)		
	Moyenne	0,045 g	

Tableau 10 – Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à Mayotte par le SMHV lointain.

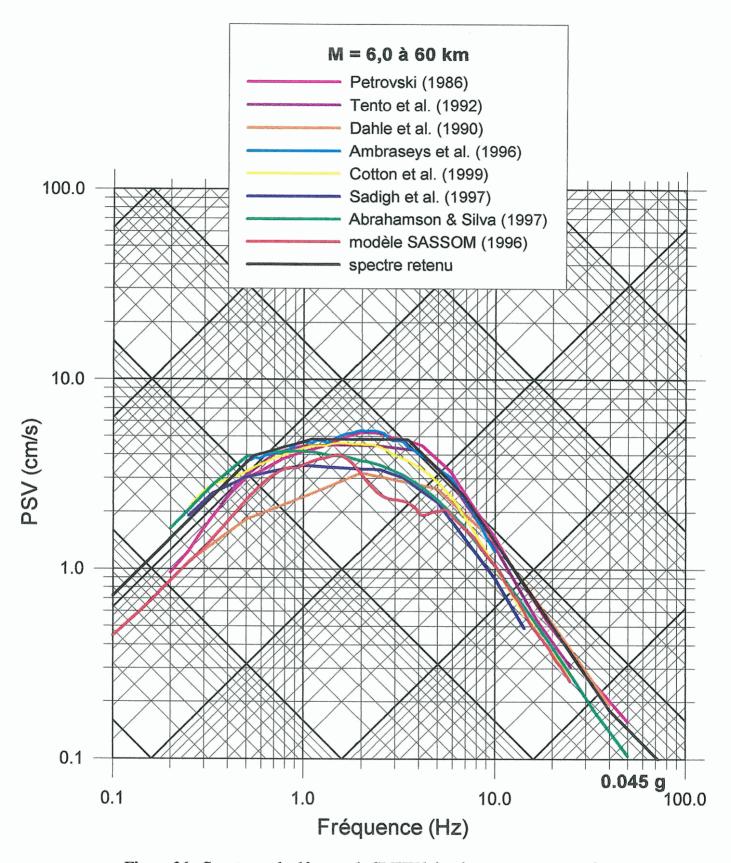


Figure 26 - Spectres calculés pour le SMHV lointain et spectre proposé. Rocher horizontal affleurant. Amortissement 5 %.

7. Conclusion

• Les unités sismotectoniques présentant une sismicité notable autour de Mayotte sont : le rift Est-Africain, la ride de Davie, l'archipel des Comores, le bloc de Madagascar et le bassin du Mozambique. Ces unités sont actuellement soumises à régime extensif de direction EW.

L'île de Mayotte appartient à l'unité des Comores. Celle-ci présente une sismicité diffuse avec environ 1 séisme de magnitude proche de 5 tous les cinq ans. Le séisme du 1^{er} décembre 1993 (Ms=4.9) a atteint une intensité proche de VI-VII MSK à Mayotte, en causant de nombreux dommages aux cases d'habitation. C'est le plus fort de l'archipel comorien ressenti depuis 50 ans. Sachant que l'épicentre est localisé à une quarantaine de kilomètres de l'île, on estime à VII-VIII la valeur moyenne de l'intensité épicentrale du séisme de 1993.

	Séism	Séisme de référence			Distance
	Date	Intensité épicentrale ou magnitude	Profondeur focale	failles actives les plus probables : mouvement et direction	minimale entre l'unité sismotectoniqu e et Mayotte
Ride de Davie	14 mai 1985	Mw = 6,3	≈ 10 km ?	Jeu normal, dir. NS	400 km
Bloc de	29 mars 1943 09 novembre 1955	Ms = 6,0 $Io = VII$?	Jeu normal,	300 km
Madagascar	09 Hovemble 1933	10 VII		dir. NS-NNE-SSW	
Archipel des Comores	1 ^{er} décembre 1993	Mb = 5,2 Ms = 4,9	≈ 10 km	Jeu normal, dir. Subméridienne ?	0 km
Rift Est africain	13 décembre 1910	Ms = 7,3?		Jeu normal, dir. Subméridienne	> 600 km
Fractures du bassin du Mozambique	8 mai 1915	Ms=6,8 ?		Jeu normal, dir. Subméridienne	> 700 km

• Les spectres du SMHV et du SMS sur l'île de Mayotte sont obtenus à partir des éléments propres à l'analyse sismotectonique de l'Océan Indien, suivant l'approche déterministe préconisée par l'arrêté ministériel du 10 mai 1993.

Ils sont calculés en considérant le séisme de référence du 1^{er} décembre 1993 ramené en position la plus défavorable pour l'île, soit à l'aplomb de tout point de l'île à une profondeur de 10 kilomètres. Les intensités respectives du SMHV et du SMS sont $I_{\text{SMIIV}} = \text{VIII-VIII}$ MSK et $I_{\text{SMS}} = \text{VIII-IX}$ MSK. Nous avons vérifié qu'aucun autre séisme de référence, en particulier des événements lointains rattachés au bloc de Madagascar ou au rift Est-Africain, n'est susceptible de conduire à des mouvements plus pénalisants sur l'île de Mayotte.

Deux types de méthodes ont été combinées :

- des lois d'atténuation des ordonnées spectrales en fonction de la magnitude et de la distance, basées sur des analyses statistiques d'accélérogrammes réels obtenus pour des couples magnitude-distance représentatifs des SMHV;
- des modélisations de la source sismique, fondées sur une approche physique de la génération et de la propagation des ondes depuis le foyer jusqu'au rocher affleurant.

Les mouvements sismiques de référence à retenir sur l'île sont caractérisés par une accélération horizontale maximale au rocher affleurant de 0,25 g. Pour des conditions de sol ferme à rocheux, les spectres de réponse élastiques sont donnés :

- figure 23 et tableau 7 pour le SMHV;
- figure 25 et tableau 9 pour le SMS.

Ils constituent les spectres de réponse à utiliser pour les calculs de comportement et de dimensionnement des ouvrages industriels.

Rappelons que ces spectres sont définis « au rocher horizontal affleurant », autrement dit pour des conditions standard de sol ferme à rocheux. Selon les terrains (rocher ou sol) sur lesquels reposent les installations industrielles de l'île de Mayotte, les mouvements sismiques de référence tenant compte des conditions locales de site devront être définis.

Bibliographie

- Abrahamson N.A., Litehiser J.J. (1989) Attenuation of vertical peak acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 79, p. 549-580.
- Abrahamson N.A., Silva W.J. (1997) Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, vol. 68, p. 94-126.
- AFNOR (1995) Règles de construction parasismique : règles PS applicables aux bâtiments, dites règles PS92. AFNOR, Paris, norme française NF P 06-013.
- Ambraseys N.N., Simpson K., Bommer J.J. (1996) Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earth. Eng. Struc. Dyn.*, vol. 25, p. 371-400.
- Anderson J.G. (1978) Attenuation of modified Mercalli intensity with distance in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 68, p. 1147-1179.
- Arthaud F., Grillot J.C., Raunet M. (1989) Mise en évidence d'une néotectonique en distension N-S à Madagascar (Hauts Plateaux). C.R. Acad. Sci., Paris, 309, p. 125-128.
- Bachèlery P., Coudray J. (1993) Carte volcano-tectonique (1/50 000) et notice explicative de la Grande Comore (Ngazidja). *Ed. Ministère fr. Coopération*, 39 p.
- Bernard P. (1987) Du caractère complexe et agressif des sources sismiques. Thèse Etat, Univ. Paris VII.
- Bernard A. (1998) Le bassin des Mascareignes et l'Arc des Amirantes, témoins de l'ouverture au Crétacé de l'Océan Indien occidental : apports de la géophysique. Thèse Univ. Strasbourg, 276 p.
- Bertil D., Regnoult J.M. (1998) Seismotectonics of Madagascar. *Tectonophysics*, 294, p. 57-74
- Besse J., Courtillot V. (1988) Paleogeographic maps of the continents bordering the Indien Ocean since the early Jurassic. J. Geoph. Res., 93, p. 11791-11808.
- Boore D.M. (1983) Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of radiated spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 73, p. 1865-1894.
- Bour M. (1996) SASSOM: modélisation de la source sismique. Manuel scientifique et notice d'utilisation. Rap. BRGM R 39150, déc. 1996.

- Chorowicz J (1992) The role of ancient structures in the genesis and evolution of the East African Rift. Bull. Soc. Geol. Fr., 3, p. 217-227.
- 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.
- Cotton F., Berge-Thierry C., Maistre F., Fukushima Y. (1999) Méthode de détermination des specres adaptés au site dans le cadre de la modification de la RFS I.2.c. Rap. IPSN/DPRE, 99-32, sept. 99.
- Dahle A., Bungum H., Kvamme L.F. (1990) Attenuation models inferred from intraplate earthquake recordings. *Earth. Eng. Struct. Dyn.*, vol. 19, p. 1125-1141.
- Demaiffe D., Hertogen J., Michot J., Weiss D. (1985) Alkaline affinity of the Seychelles granite rocks. (Unpublished data quoted in Weiss and Deutsch, 1984).
- Desgrolard F. (1996) Pétrologie des laves d'un volcan intraplaque océanique : le Karthala, Île de la Grande Comore (RFI des Comores). Thèse Univ. Grenoble 1.
- Emerick C.M. and Duncan R.A. (1982) Age progressive volcanism in the Comores archipelago, Western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 60, p. 415-428.
- Esson J., Flower M.F.J., Strong D.F., Upton B.G.J., Wadsworth W.J. (1970) Geology of the Comores archipelago, Western Indian Ocean. *Geol. Mag.*, p. 549-557.
- Dottin O., Manivit J., Goyallon J., Cavenel E. et coll. (1990) Carte géologique du monde, échelle 1/25 000 000. Publ. UNESCO, CCGM, BRGM.
- Dyment J. (1991) Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'Océan Indien: apport des anomalies magnétiques. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, Ecole et Observatoire de Physique du Globe, 374 p.
- Fisher R.L., Jantsch M.Z., Comer R.L. (1982) General bathymetric chart of the oceans (GEBCO), feuille 5-09. Service Hydrographique du Canada, Ottawa.
- Fourno J.P., Roussel J. (1992) Seismicity of central Madagascar and the imaging of the Moho depth. *Tectonophysics*, 209, p. 223-225
- Gordon R.G., DeMets C., Argus D.F. (1990) Kinematics constraints on distributed lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean from present motion between the Australian and Indian plates. *Tectonics*, 9, p. 409-422.
- Herrero A. (1994) Paramétrisation spatio-temporelle et spectrale des sources sismiques : applications au risque sismique. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris VII.

- Age

- Lambert J. (1997) Contribution au relevé de la sismicité historique des îles de la Réunion, de Maurice et des Comores. Rap. BRGM R 39736, 56 p.
- Levret A., Backe J.C., Cushing M. (1994) Atlas of macroseismic maps for French earthquakes with their principal characteristics. *Natural Hazards*, 10, p. 19-46.
- Lyakhovsky V., Ben Avraham Z., Reznikov M (1994) Stress distribution over the Mozambique Ridge. *Tectonophysics* 240, p. 21-27.
- Malod J., Mougenot D., Raillard S., Maillard A. (1991) Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la ride de Davie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 312, p. 1639-1646.
- Masson D.G., (1984) Evolution of the Mascarene Basin, western Indian Ocean and the significance of the Amirante Arc. *Marine Geoph. Research*, 6, p. 365-382.
- Ministère de l'Industrie, Direction de la Qualité et de la Sécurité Industrielles, Service Central de Sûreté des installations nucléaires (1981) - Règle fondamentale de sûreté n° I-2c.
- Molnar P., Pardo-Casas F., Stock J. (1988) The Cenozoic and Late Cretaceous evolution of the Indian Ocean Basin: uncertainties in the reconstructed positions of the Indian, African and Antarctic Plates. *Basin Res.*, 1, p. 23-40.
- Mougenot D., Recq M., Virlogeux P., Lepvrier C. (1986) Seaward extension of the East African Rift. *Nature*, 321, p. 599-603.
- Munson C.G., Thurber C.H. (1997) Analysis of the attenuation of strong ground motion on the island of Hawaï. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 87, p. 945-960.
- NERC (1994) Gebco Digital Atlas General bathymetric chart of the oceans. British Oceanographic Data Center, Merseyside, UK.
- Newmark N.M., Hall W.I., Mohraz B. (1976) Statistical studies of vertical and horizontal earthquake spectra. Report for the Division of Safety U.S.N.R.C., Washington D.C., 20 555.
- Petrovski D. (1986) Probabilistic approach for evaluation of seismic design parameters. Specialists meeting on Earthquake ground motion and antiseismic evaluation of nuclear power plants, Moscou, URSS, March 1986.
- Rabinowitz P.D., Coffin M.F., Falvey D. (1983) The separation of Madagascar and Africa. *Science*, 220, p. 67-69
- Recq M. (1982) Anomalies de propagation des ondes P à l'est de la ride de Davie. *Tectonophysics*, 82, p. 189-206.

- Royer J.Y., Patriat P., Bergh H., Scotese C. (1988) Evolution of the Southwest Indian Ridge from the Late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20). *Tectonophysics*, 155, p. 235-260.
- Royer J.Y. (1992) The opening of the Indian Ocean since the Late Jurassic: an overview. In: Proc. of the Indian Ocean 1st Seminar on Petroleum Exploration, Seychelles, December 10-15 1990, P.S. Plummer (Ed.), New-York, NY: United Nations Dpt. Techn. Coop. Development (UN/DTCD), p. 169-185.
- Royer J.Y., Gordon R., DeMets C., Vogt P. (1997) New limits on the motion between India and Australia since chron 5 (11 Ma) and implications for lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean. *Geophys. J. Int.*, 129, p. 41-74
- Sadigh K., Chang C.Y., Egan J.A., Makdisi F., Youngs R.R. (1997) Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. *Seism. Res. Lett.*, vol. 68, p. 180-189.
- Samarcq F. (1998) Etude de l'aléa sismique régional de la Réunion : bilan de la sismicté instrumentale. Rap. BRGM R 39855, 57 p.
- Schlich R. (1974) Seafloor spreading history and deep-sea drilling results in the Madagascar and Mascarene Basins, westerne Indian Ocean. *In*: Simpson, E.S.W., Schlich R. *et al.*, Initial reports of the Deep Sea Drilling Project 25, Washington.
- Schlich R. (1975) Structure et âge de l'Océan Indien occidental. Soc. Géol. France Mém. hors série, 6.
- Schlich R. (1982 The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers, and oceanic basins. *In*: Nairn, A.E.M. et Stehli F.G. (Eds), The oceans basins and margins 6: The Indian Ocean, Plenum Press, New-York, p. 51-147.
- Ségoufin J., Patriat P. (1980) Existence d'anomalies mésozoïques dans le bassin de Somalie. Implications pour les relations Afrique-Antarctique-Madagascar. C.R. Acad. Sc. Paris, 291-B, p. 85-88.
- Ségoufin J., Patriat P. (1981) Reconstructions de l'Océan Indien occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34. Paléoposition de Madagascar. *Bull. Soc. Geol. France* (7), XXIII, p. 603-607.
- Stephens W.E. and Devey C.W. (1992) Seychelles and the fragmentation of Gondwana: evidence from the igneous rocks. *In*: 1st Indian Ocean Petroleum Seminar, Plummer Eds, Proceedings 1990, p. 211-222.
- Stieltjes L. (1988) Notice explicative de la carte géologique de Mayotte à 1/50 000. Éd. BRGM.

- Tento A., Franceschina L., Marcellini A. (1992) Expected ground motion evaluation for Italian sites. Proc. 10th World Conference on Earthquake Engineering, A.A. Balkema, Rotterdam, vol. 1, p. 489-494.
- Terrier M. (1999) Evaluation de l'aléa sismique régional à l'île de La Réunion : contextes géologique et géodynamique, synthèse sismotectonique. Rap. BRGM R 40676, juillet 1999.
- Theodulidis N.P., Papazachos B.C. (1992) Dependence of strong ground motion on magnitude-distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: I, Peak horizontal acceleration, velocity and displacement. *Soil Dyn. Earth. Eng.* vol. 11, p. 387-402.
- Wells D.L., Coppersmith K.J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 84, p. 974-1002.
- Wiens D.A., DeMets C., Gordon R.G., Stein S., Argus D., Engeln J.F., Lundgren P., Quible D., Stein C., Weinstein S., Woods D.F. (1985) A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 12, p. 429-432.

Evaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte

Liste des figures

Figure 1 –	Localisation des Comores et des états connexes dans l'Océan Indien	٠, ٥
Figure 2 –	Carte géologique de l'Océan Indien occidental	17
Figure 3 –	Interprétation de la carte gravimétrique de l'Océan Indien	18
Figure 4a –	Évolution géodynamique de l'Océan Indien de -185 à -83 Ma	
	Évolution géodynamique de l'Océan Indien de -65 à -23 Ma	20
Figure 5 –	L'Océan Indien au stade actuel	21
Figure 6 –	Les bassins et les transformantes du rift Est-Africain	24
Figure 7 –	La ride de Davie, le bassin de Somalie et le bassin des Mascareignes	26
Figure 8 –	Le bassin du Mozambique et la DSOI	27
Figure 9 –	Schéma structural de Madagascar	29
Figure 10 -	Le bassin des Comores entre les blocs continentaux africains et	
	malgaches	
	Le point chaud des Comores	
Figure 12 –	Le système arc-fosse des Amirantes et le plateau des Seychelles	34
	Schéma structural de Mayotte	
_	Les zones de fractures de Mayotte	
	Les directions des failles et du volcanisme des Comores	
Figure 16 –	Schéma interprétatif de Mayotte dans son contexte géodynamique	4(
_	Carte des épicentres historiques	
	Carte des épicentres instrumentaux	
Figure 18b -	Localisation des épicentres des séismes enregistrés localisés	
	au niveau de l'archipel des Comores	
_	Mécanismes au foyer des séismes régionaux.	
Figure 20 –	Sismicité et mécanismes au foyer des séismes – région de Madagascar,	
	de la ride Davie et du Rift est africain	
Figure 21 –	Carte des unités sismotectoniques retenues pour l'évaluation de l'aléa	
	sismique de l'île de de Mayotte	56
Figure 22 -	Spectres calculés pour le SMHV proche et spectre proposé.	
	Rocher horizontal affleurant. Amortissement 5 %	68
Figure 23 –		
	affleurant. Amortissements 2, 5, 10 et 20 %.	69
Figure 24 -	Spectres calculés pour le SMS proche et spectre proposé. Rocher	
	horizontal affleurant. Amortissement 5 %	72
Figure 25 –		
	affleurant. Amortissements 2, 5, 10 et 20 %.	73
Figure 26 -	•	
	Rocher horizontal affleurant. Amortissement 5 %	7€

Liste des tableaux

Tableau 1 –	Lois d'atténuation retenues pour la détermination des mouvements du sol induits par les sources proches et lointaines sur Mayotte	50
Tableau 2 –	Unités sismotectoniques contenant les séismes de référence les plus	כנ
	défavorables pour Mayotte	61
Tableau 3 –	Sources retenues pour la détermination des SMHV sur l'île de	- 4
	Mayotte.	
Tableau 4 -	Paramètres des SMHV, requis par les lois d'atténuation	65
Tableau 5 –	Paramètres des SMHV, requis par le modèle SASSOM	66
Tableau 6 –	Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à Mayotte par le	
	SMHV proche.	67
Tableau 7 –	Valeurs de A, V et D du spectre de réponse élastique du SMHV	
	proche au rocher horizontal affleurant.	70
Tableau 8 –	Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à Mayotte par le SMS	
	proche.	71
Tableau 9 –	Valeurs de A, V et D du spectre de réponse élastique du SMS proche	
	au rocher horizontal affleurant.	74
Tableau 10 –	-Valeurs de PGA susceptibles d'être engendrées à Mayotte par le	
	SMHV lointain.	75

Evaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte

Aléa sismique régional de l'île de Mayotte	; détermination des mouvements sismiques de référence
Alca sistilique regional de mie de mayotte	, uetermination des mouvements sismiques de reference

Annexe:

Liste des séismes historiques ressentis dans la partie occidentale de l'Océan Indien

(recherches focalisées plus particulièrement dans les régions des îles de la Réunion et Maurice d'une part, et des Comores, d'autre part)

Evaluation de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte

Séismes d'origine volcanique constatés aux îles de la Réunion, de Maurice et des Comores (d'après Lambert, 1997)						
date	heure	région épicentrale	Intensité observée (échelle MSK)			
?? ?? 1753		Réunion	Inconnue			
77 ?? 1759		Réunion	Inconnue			
8 mai 1786		Comores	Inconnue (Grande Comore)			
?? Juin 1808		Comores	Inconnue (Grande Comore)			
9 mars 1821		Réunion	Inconnue			
19 mars 1860	20:30	Réunion	IV (Grand Brûlé, Sainte Rose)			
25 novembre 1880	02:00	Réunion	Inconnue			
25 février 1904		Comores	Inconnue (Grande Comore)			
?? Janvier 1931		Réunion	Inconnue			
?? Juillet 1952		Réunion	Inconnue (Plaine des Cafres)			
20 janvier 1953	16:45	Comores	VII ? (Grande Comores)			
?? Août 1972		Réunion	Inconnue (Plaine des Palmistes)			
14 avril 1980	04:00	Réunion	Inconnue (Plaine des Cafres)			

Rapport BRGM RP-50250-FR

Faux séismes et événements d'origine sismique douteuse constatés aux îles de la Réunion, de Maurice et des Comores (d'après Lambert, 1997)

date	région(s) affectée(s)	Nature
28 février 1818	Maurice	cyclone
10 février 1829	Maurice, Réunion, Comores	cyclone
21 février 1844	Réunion, Maurice	cyclone
?? ?? 1865	Comores	relation peu fiable
26 novembre 1875	Réunion	éboulement
?? ?? 1914	Comores	relation peu fiable
27 janvier 1948	Réunion	cyclone

	Séismes d'origine tectonique observés aux îles de la Réunion, de Maurice et des Comores (d'après Lambert, 1997)							
date	heure	coordonnées épic (degrés géograp Jongitude Est	t t	Intensité épicentrals (Ic) déduite ou supposée (échelle MSK)	Distance focale (D) P:Proche (D < 50 km) L:Lointaine (D > 50 km)	région épicentrale	Intensité maximale observée {échelle MSK}	
02 novembre 1707	19:30	55.15	21	VI	P	Réunion	VI (St-Paul)	
06 avril 1709		55.22	20.57	VI	P	Réunion	VI (St-Paul)	
26 août 1751		55.39	20.57	VII	Р	Réunion	VII (StAndré) 7	
04 août 1786	06:35	57.35	20.1	٧	Р	Maurice	V (Port-Louis)	
04 juillet 1791	04:00	55.25	20.55	IV	Р	Réunion	IV (St-Denis>	
04 août 181 5		Indéterminée	Indéterminée	Inconnue	Inconnue	Réunion	Inconnue	
15 février 1820	05:20	55.14	20.57	V	Р	Réunion	V (St-Paul)	
15 mai 1854		57.45	20.17	V	Р	Maurice	V (Flacq, Grand-port)	
4 octobre 1859	05:27	55.32	21.19	V	P	Réunion	V (St-Pierre)	
25 août 1860		Indéterminée	Indéterminée	Inconnue	Inconnue	Maurice	Inconnue	
06 janvier 1863	20:50	57.3	22.3	Inconnue	L	Océan Indien	V-VI (Réunion et Maurice)	
03 février 1876	10:10	55.33	21.02	III-IV	Р	Réunion	III (Salazie)	
13 mai 1876	22:10	55.27	20.55	IV	P	Réunion	IV (St-Denis)	
?? mai 1876		55,33	21.02	IV	P	Réunion	IV (Salazie)	
07 août 1884		Indéterminée	Indéterminée	Inconnue	Inconnue	Réunion	Inconnue	
20 novembre 1885		55.27	20.53	IV	P	Réunion	IV (St-Denis)	
01 août 1894	00:30	55.25	21.05	V	Р	Réunion	V (Mafate, Hell-Bourg)	
3 mai 1901		55.17	20.53	IV	P	Réunion	IV (Le Port)	
19 mai 1901		55.27	21.07	IV-V	P	Réunion	IV-V (Cilaos)	
6 octobre 1911	16:30	55.3	21.03	V	Р	Réunion	IV-V (St-Denis, Ste-Rose)	
25 juillet 1917	05:00	Indéterminée	Indéterminée	Inconnue	Inconnue	Maurice	Inconnue	
77/77/1918		44	10	Inconnue	L	Canal Mozambique	Inconnue aux Comores	
26 juillet 1925		57.29	20.11	V	P	Maurice	V (Port-Louis)	
18 février 1930	10:20	44.25	12.15	V	Р	Comores	V (Anjouan)	
10 avril 1930	02:00	43,45	12.17	V	P	Comores	V (Mohéli)	
7 juin 1930	10:18	44.25	12.15	lil	Р	Comores	III (Anjouan)	
27 décembre 1932	02:30	43,45	12.17	Inconnue	Р	Comores	7 (Mohéli)	

date	heure	coordonnées ápic (degrés géograp longitude Est		Intensité épicentrale (lo) déduite ou supposée (échelle MSK)	Distance focale (D) P: Proche (D < 50 km)	région épicentrale	intensité maximale observée (échelle MSK)
6 juillet 1933	21:00	44,25	12.15	lV	L:Lointaine (D > 50 km)	Comores	IV (Anjouan)
16 janvier 1936	10:58	45,08	12.47	VI-VII	P	Comores	VI-VII (Mayotte)
8 avril 1937	01:07	45.08	12.45	IV	P	Comores	IV (Mayotte)
29 juin 1938	06:38	43.2	11.37	V	P	Comores	V (Grande Comore)
5 juillet 1938	01:10	43.2	11.37		P	Comores	III (Grande Comore)
14 septembre 1938		44.35	12.17	· V	P	Comores	IV (Anjouan)
23 octobre 1938	15:00	42.06	17.24	Inconnue	Ĺ	Canal Mozambique	Inconnue aux Comores
17 août 1939	21:45	43,45	12.17	Inconnue	P	Comores	Inconnue (Mohéli)
11 août 1941	20:06	45.07	12.5	III-IV	P	Comores	III-IV (Mayotte)
6 novembre 1941	1 1	45.07	12.5		Р	Comores	III (Mayotte)
29 mars 1943	1	44	19	Inconnue	L	Canal Mozambique	Inconnue aux Comores
3 août 1943	11:37	44.24	12.09	IV	Р	Comores	IV (Anjouan)
22 avril 1952	06:08	44.3	15	Inconnue	L	Canal Mozambique	IV-V (Mayotte)
18 avril 1956	1 1	55.27	21.06	Inconnue	Р	Réunion	? (Cilaos)
15 juillet 1960	05:02	45	12	Inconnue	Р	Comores	7 (Mayotte, Anjouan, Mohé
23 juillet 1975	1 1	55.25	21.03	Inconnue	Р	Réunion	7 (St-Denis, Mafate, Salazie
13 août 1975		55.25	21.03	Inconnue	Р	Réunion	7 (St-Denis, Mafate, Salazie
8 août 1980		55.32	21.04	IV	P	Réunion	IV (Hellbourg)
13 avril 1981	04:00	55.29	21.07	IV	Р	Réunion	IV (Cilaos, Bretagne)
7 novembre 1981	09:55	66.41	17.05	Inconnue	L	Océan Indien	Inconnue à Maurice
16 août 1985	04:40	55.27	21.07	IV	Р	Réunion	IV (ilet-à-Cordes, Cilaos)
12 septembre 1988	06:15	55.29	21.04	V	Р	Réunion	V (Cilaos, Mafate, Salazie)
18 juin 1990	15:45	55.36	21.14	IV	Р	Réunion	III-V (Plaine des Makes)
13 octobre 1990	03:30	55.27	21.02	IV-V	P	Réunion	IV (St-Paul, Cilaos)
21 décembre 1990	09:01	55.25	21.16	IV	Р	Réunion	IV (St-Louis)
6 novembre 1991	01:18	55.3	21	IV	Р	Réunion	III-IV (St-Denis)
13 février 1992	05:33	55.3	20.4	V-VI	Р	Réunion	V (St-Denis)
2 décembre 1 993	01:03	Indéterminée	Indéterminée	Inconnue	L	Canal Mozambique	VI-VII (Mayotte)

dete	heure	coordonnées é (degrés géogr	`	intensité épicentrale (lo)	Distance focale (D)	région épicentrale	intensité maximale observés
		longitude Est	fetitude Sud	déduite ou supposée (èchelle MSK)	P: Proche (D< 50 km) L: Lointaine (D > 50 km)		(échelle MSK)
29 mai 1996	17:51	55,3	20.45	IV?	P	Réunion	III7 (St-Denis, Ste-Marie)
21 avril 1991	23:12	46.22	18.21	VI-VII ?		Madagascar	7
2 décembre 1993	01:03	44.46	12.47	VI-VII?	L	Canal Mozambique	VI-VII (Mayotte)