

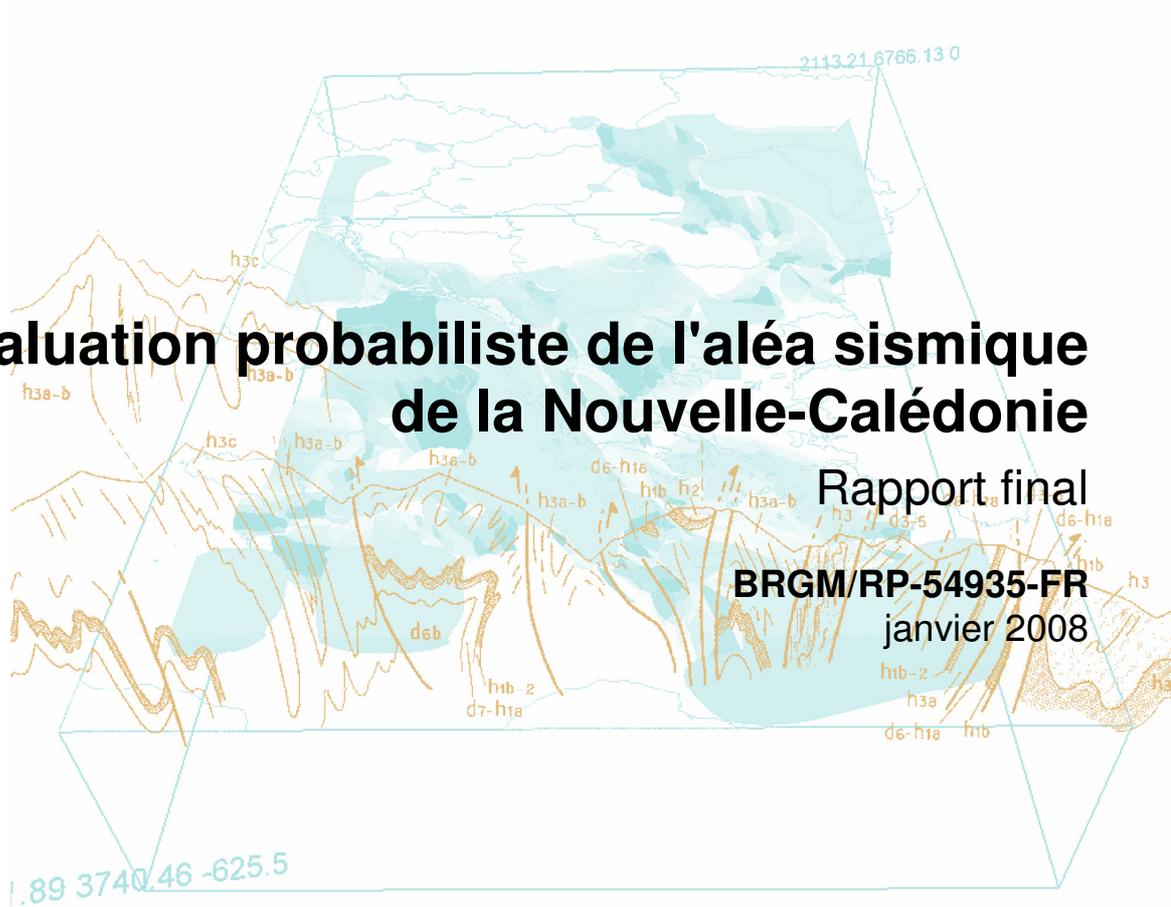


Évaluation probabiliste de l'aléa sismique de la Nouvelle-Calédonie

Rapport final

BRGM/RP-54935-FR

janvier 2008



Évaluation probabiliste de l'aléa sismique de la Nouvelle-Calédonie

Rapport final

BRGM/RP-54935-FR

janvier 2008

Étude réalisée dans le cadre des opérations
de Service public du BRGM 05-RISG05
Convention MEDD/DPPR CV0500044

D. Bertil, A. Lemoine, J. Rey, S. Auclair, P. Dominique

Avec la collaboration de

Th. Winter

Vérificateur :

Nom : P. DOMINIQUE

Date :

Signature :

Approbateur :

Nom : H. MODARESSI

Date :

Signature :

Le système de management de la qualité du BRGM est certifié AFAQ ISO 9001:2000.

Mots clés : Aléa sismique, Sismotectonique, Mouvement sismique de référence, Probabiliste, Nouvelle-Calédonie.

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

Bertil D., Lemoine A., Rey J., Auclair S., Dominique P., avec la collaboration de Winter Th. (2008) – Évaluation probabiliste de l'aléa sismique de la Nouvelle-Calédonie. Rapport BRGM/RP-54935-FR, 137 p., 81 fig., 13 tabl., 4 ann.

Synthèse

Les îles de Nouvelle-Calédonie peuvent être soumises à des séismes superficiels et locaux de magnitude modérée mais aussi à de forts séismes lointains de l'arc de subduction du Vanuatu. Cependant, l'aléa sismique reste très mal connu et mérite une connaissance plus approfondie.

L'objet de cette étude est donc d'évaluer l'aléa sismique de ces îles à partir d'une approche probabiliste simple sans arbre logique. Cette étude est complétée par une évaluation de type déterministe à titre de comparaison.

L'analyse du contexte géodynamique et sismotectonique à partir des études sur la région les plus récentes et des mécanismes au foyer provenant du catalogue CMT Harvard a permis de définir un modèle de zonage sismique sur une vaste zone couvrant le Sud de la Subduction du Vanuatu, une partie du Bassin Fidjien et la plaque australienne à l'Ouest de la Nouvelle-Calédonie au-delà des îles Chesterfields. Ce modèle comporte 14 zones superficielles et 4 zones décrivant la plaque plongeante entre 50 et 300 km de profondeur.

L'activité sismique de chaque zone source est étudiée à partir du catalogue de l'ISC, complété par celui du NEIC pour les années les plus récentes, couvrant ainsi la période 1964-2005. Les données macrosismiques sont trop peu nombreuses pour être prises en compte sur cette région essentiellement marine. Elles ont principalement servi à contraindre la magnitude maximale.

Les caractéristiques sismiques (taux annuel λ_0 de séismes de magnitude supérieure à 5.0 ; pente β de la relation fréquence-magnitude) sont calculés pour chaque zone par la méthode de Weichert (1980). Dans les zones les plus actives, la magnitude maximale possible est atteinte sur des périodes de retour très inférieures à 475 ans.

L'aléa probabiliste est calculé avec le logiciel CRISIS (Ordaz *et al.*, 2003). Des cartes d'aléa correspondant à une période de retour de 475 ans sont produites pour l'accélération maximale du sol (PGA) à période nulle et pour les périodes spectrales 0.1, 0.2, 0.4, 1.0 et 2.0 secondes.

Les modèles généraux d'atténuations de Youngs *et al.* (1997) pour les zones de subduction et de Sadigh *et al.* (1997) pour les autres zones sont utilisés faute de modèle spécifique fiable applicable à cette région du Pacifique Sud.

L'aléa sismique probabiliste à 475 ans est faible à très faible sur la plus grande partie du territoire. Pour la Grande Terre, l'accélération médiane PGA obtenue présente un maximum de 100 mg à l'extrémité sud-est de l'île et diminue progressivement jusqu'à 30 mg au nord-ouest. Les îles Loyauté plus proches des zones sismiques actives sont concernées par un aléa modéré à Ouvéa et moyen à Lifou et Maré. L'aléa varie de

façon conséquente avec la distance. Les îlots Walpole, Matthew et Hunter situés au cœur des zones sismiques actives sont concernés par un aléa fort.

L'aléa sismique probabiliste sur la Grande Terre et aux Îles Loyauté est dominée par les sources actives lointaines de forte magnitude. Dans le zonage, la sismicité intraplaque superficielle proche de la Nouvelle-Calédonie est intégrée à une vaste zone de sismicité diffuse à l'intérieur de la plaque océanique australienne. La microsismicité proche reste trop mal connue pour être modélisée sous forme d'une zone source particulière.

Des tests de sensibilité ont été effectués. Il en résulte que les valeurs d'accélération obtenues sont fortement dépendantes du choix du modèle d'atténuation et de la magnitude maximale possible dans certaines zones du modèle de zonage.

Une approche de type arbre logique semble être indispensable pour affiner cette première évaluation.

L'évaluation déterministe obtenue à partir des séismes de référence du zonage sismotectonique donne pour le SMHV dans les cas les plus pénalisants des intensités VII à VII-VIII en Grande Terre. Pour Ouvéa et l'île des Pins, l'intensité SMHV est VI-VII. Il augmente jusqu'à IX à Walpole, Matthew et Hunter.

En 2005, dans le cadre du Plan Séisme, cette action a bénéficié du soutien financier du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (DPPR-SDPRM), dans le cadre de la convention MEDD / DPPR n°CV0500044.

Sommaire

1. Introduction	13
2. Rappels de notions sur l'aléa sismique.....	15
3. Contexte sismotectonique régional	17
3.1. INTRODUCTION.....	17
3.2. RÉGION D'ÉTUDE.....	19
3.3. PRINCIPALES STRUCTURES TECTONIQUES	20
3.3.1. Évolution géodynamique	20
3.3.2. Rides intra-océaniques et contexte structural	21
3.3.3. Subduction du Vanuatu	23
3.3.4. Bassin Nord Fidjien	24
3.4. SEGMENTATION DE LA MARGE DES NOUVELLES-HÉBRIDES	25
3.4.1. Segment d'Entrecasteaux	26
3.4.2. Segment sud	27
3.4.3. Segment extrême sud	28
4. Zonage sismotectonique	29
4.1. INTRODUCTION.....	29
4.2. SISMICITÉ HISTORIQUE	29
4.3. REGIME DE CONTRAINTE ET SISMICITÉ INSTRUMENTALE	31
4.3.1. Séismes intraplaques proches de la fosse	34
4.3.2. Séismes interplaques	35
4.3.3. Séismes intraplaques de profondeur intermédiaire.....	35
4.3.4. Séismes intraplaques profonds	35
4.3.5. Séismes intraplaques du bassin d'arrière-arc	36
4.3.6. Séismes intra-océaniques	36
4.3.7. Conclusion	37
4.4. UNITES SISMOTECTONIQUES	37
5. Approche probabiliste	41

5.1. ALEA PROBABILISTE ET REGLEMENTATION	41
5.2. CALCUL D’ALEA PROBABILISTE	41
5.2.1. Méthodologie et logiciel de calcul	41
5.2.2. Modèle de sismicité	42
5.2.3. Interprétation probabiliste des relations d’atténuation	43
5.2.4. Procédure d’intégration spatiale dans CRISIS	44
5.2.5. Procédure du calcul d’aléa probabiliste	45
5.3. SOURCES SISMIQUES	46
5.3.1. Délimitations des zones sources	46
5.3.2. Catalogues de sismicité	48
5.3.3. Profondeurs des sources sismiques	49
5.3.4. Magnitude minimale	50
5.3.5. Magnitudes maximales	50
5.4. ACTIVITE SISMIQUE DES ZONES SOURCES	52
5.4.1. Uniformisation des magnitudes	52
5.4.2. Filtrage des précurseurs et répliques	53
5.4.3. Classes de magnitudes pour lesquels le catalogue est complet	54
5.4.4. Caractérisation des paramètres d’activité sismique	55
5.5. RELATIONS D’ATTENUATION DES MOUVEMENTS SISMIQUES	57
5.5.1. Modèles pour la subduction	57
5.5.2. Modèles pour les zones actives superficielles	60
5.6. CALCUL DES ACCELERATIONS SPECTRALES	60
5.6.1. Paramètres généraux du calcul	60
5.6.2. Cartes des accélérations spectrales	61
5.6.3. Tests de sensibilité aux paramètres	62
5.7. ANALYSES ET DISCUSSIONS	64
6. Approche déterministe	71
6.1. CONTEXTE RÉGLEMENTAIRE	71
6.1.1. Le décret n° 91-461 du 14 mai 1991	71
6.1.2. L’arrêté du 10 mai 1993	71
6.2. DÉMARCHE DÉTERMINISTE	72
6.3. ZONAGE SISMOTECTONIQUE	75
6.4. RELATIONS D’ATTÉNUATION DES INTENSITES MACROSISMIQUES	75

6.5. CALCUL DES INTENSITÉS DES SMHV ET DES SMS	76
6.5.1. Séismes de référence	77
6.5.2. Intensité provenant des séismes lointains	77
6.5.3. Intensité provenant des séismes proches.....	79
6.5.4. Intensités provenant des séismes proches et lointains	80
6.5.5. Spectres de réponse élastique au rocher horizontal	82
6.5.6. Analyse	82
7. Conclusions	85
8. Références bibliographiques	87

Liste des figures

Figure 1 - Localisation de la zone d'étude dans le sud-ouest du Pacifique.....	17
Figure 2 - Les fosses du Vanuatu et des Tonga sont en rouge. En vert sont représentés les systèmes extensifs des bassins d'arrière-arc (Pelletier B. et al., 1998).....	18
Figure 3 - Carte de Nouvelle-Calédonie (source Wikipedia).	19
Figure 4 - Région d'étude choisie.	20
Figure 5 - Evolution géodynamique du BNF.	21
Figure 6 - (Pillet R. & Pelletier B., 2004), Contexte structural et mouvements horizontaux de convergence (en cm/an, (Calmant S. et al., 2003)).	22
Figure 7 - Coupes verticales de la plaque plongeante.	23
Figure 8 - Frontières des plaques New Hebrides (NH), Balmoral Reef (BR), Conway Reef (CR), et Futuna (FT).	24
Figure 9 - Contexte tectonique de l'arc du Vanuatu.	26
Figure 10 - Section verticale du segment d'Entrecasteaux (Lagabrielle Y. et Pelletier B., 2003).	27
Figure 11 - Intensités épacentrales des séismes ressentis en Nouvelle-Calédonie (1843-2005). (SisFrance, 2005).	30
Figure 12 - (Nishenko, 1991). Iles de l'arc du Vanuatu (gauche) et grands séismes superficiels ($M_s > 7.5$) entre 1900 et 1987, d'après (McCann, 1980).	30
Figure 13 - Coupe schématique de la sismicité d'une zone de subduction.....	31
Figure 14 - Catalogue de Harvard CMT.....	32
Figure 15 - Séismes de magnitude supérieure à $M_w = 7$	32
Figure 16 - Séismes de profondeur inférieure à 50 km.	33
Figure 17 - Séismes de profondeur supérieure à 50 km.	33

Figure 18 - Bombement de la plaque australienne avant subduction (Pillet R. et Pelletier B., 2004).	34
Figure 19 - Zonage superficiel.....	37
Figure 20 - Zonage en profondeur.....	38
Figure 21 - Découpage des sources en sous-éléments triangulaires dans CRISIS 2003.	45
Figure 22 - Carte des zones sources superficielles.	46
Figure 23 - Carte des zones sources de subduction profonde.....	47
Figure 24 - Sismicité 1964-2005 à l'intérieur de la zone d'étude.	48
Figure 25 - Coupes de la subduction.....	50
Figure 26 - Nombre cumulé de séismes par classe de magnitude.	55
Figure 27 - Accélération horizontale maximale du sol (pga) au rocher pour subduction interplaque à 25 km de profondeur, modèles d'Youngs et al. (1997) et Atkinson et Boore (2003).	59
Figure 28 - Accélération horizontale maximale du sol (pga) au rocher pour subduction intraplaque profonde à 100 km de profondeur, modèles d'Youngs et al. (1997) et Atkinson et Boore (2003).....	59
Figure 29 - Accélération horizontale maximale du sol (pga) au rocher pour les zones actives superficielles, modèles d'Ambraseys et al. (2005) et de Sadigh et al. (1997).	60
Figure 30 - Isovaleurs de l'accélération horizontale maximale du sol en mg pour une période de retour de 475 ans.....	62
Figure 31 - Courbe d'aléa et spectre probabiliste pour Nouméa.....	67
Figure 32 - Courbe d'aléa et spectre probabiliste pour l'île Hunter.	67
Figure 33 - Démarche adoptée pour la réalisation du zonage sismique de la France destiné aux ouvrages à risque spécial.....	74
Figure 34 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant des sources lointaines.....	78
Figure 35 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMS} provenant des sources lointaines.	78
Figure 36 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant des sources proches.	79
Figure 37 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMS} provenant des sources proches.....	80
Figure 38 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant des sources proches et des sources lointaines.	81
Figure 39 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMS} provenant des sources proches et des sources lointaines.	81
Figure 40 - Relation fréquence-magnitude région 1.....	98

Figure 41 - Relation fréquence-magnitude région 2.	98
Figure 42 - Relation fréquence-magnitude région 3.	99
Figure 43 - Relation fréquence-magnitude région 4.	99
Figure 44 - Relation fréquence-magnitude région 5.	100
Figure 45 - Relation fréquence-magnitude région 6.	100
Figure 46 - Relation fréquence-magnitude région 7.	101
Figure 47 - Relation fréquence-magnitude région 8.	101
Figure 48 - Relation fréquence-magnitude région 10.	102
Figure 49 - Relation fréquence-magnitude région 11.	102
Figure 50 - Relation fréquence-magnitude région 11.	103
Figure 51 - Relation fréquence-magnitude région 12.	103
Figure 52 - Relation fréquence-magnitude région 13.	104
Figure 53 - Relation fréquence-magnitude région 14.	104
Figure 54 - Relation fréquence-magnitude région 15.	105
Figure 55 - Relation fréquence-magnitude région 16.	105
Figure 56 - Relation fréquence-magnitude région 17.	106
Figure 57 - Relation fréquence-magnitude région 18.	106
Figure 58 - Isovaleurs de l'accélération horizontale maximale du sol en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).	111
Figure 59 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 0.1 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).	112
Figure 60 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 0.2 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).	113
Figure 61 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 0.4 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).	114
Figure 62 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 1.0 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).	115
Figure 63 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 2.0 secondes de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg).	116
Figure 64 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 70 mg.	117
Figure 65 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 110 mg.	117
Figure 66 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 160 mg.	118
Figure 67 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 300 mg.	118

Figure 68 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources lointaines). Carte de l'intensité I_{SMHV} .	121
Figure 69 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources lointaines). Carte de l'intensité I_{SMS} .	122
Figure 70 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources proches). Carte de l'intensité I_{SMHV} .	123
Figure 71 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources proches). Carte de l'intensité I_{SMS} .	124
Figure 72 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant des sources proches et des sources lointaines.	125
Figure 73 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMS} provenant des sources proches et des sources lointaines...	126
Figure 74 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champ proche pour les îles Chesterfields, Huon, Belep et le nord de Grande Terre.	130
Figure 75 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champ proche pour le sud de Grande Terre.	131
Figure 76 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS, en champs proche et lointain pour l'île des Pins.	132
Figure 77 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champ lointain pour Maré.	133
Figure 78 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS, en champs proche et lointain pour l'île de Lifou.	134
Figure 79 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS, en champs proche et lointain pour Ouvéa.	135
Figure 80 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champs proche et lointain pour l'île Walpole.	136
Figure 81 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champs proche et lointain pour les îles de Mathew et Hunter.	137

Liste des tableaux

Tableau 1 - Zones définies et mécanismes au foyer associés.	39
Tableau 2 - Superficies, profondeurs des zones sources.	47
Tableau 3 - Séismes les plus forts observés et magnitudes maximales.	51
Tableau 4 - Classes de magnitude et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet.	54
Tableau 5 - Paramètres d'activité sismique des zones sources.	56

Tableau 6 - PGA au rocher à Nouméa et Wé lors des tests de sensibilité à la magnitude maximale.....	62
Tableau 7 - Accélération horizontales maximales du sol (pga) au rocher à Nouméa et Wé lors de tests de sensibilité aux relations d'atténuation.	63
Tableau 8 - Accélération horizontales maximales du sol (pga) au rocher de plusieurs sites de Nouvelle-Calédonie obtenus par GSHAP.	65
Tableau 9 - Niveau d'aléa à 475 ans.	68
Tableau 10 - Intensités macrosismiques déduites de la relation d'atténuation de Dowrick (1992) pour la région de la Nouvelle-Calédonie ; les valeurs d'intensité observées proviennent du catalogue SisFrance.	76
Tableau 11 - Séismes de référence par zones sismotectoniques.	77
Tableau 12 - Séismes de référence en champ proche pour les zones sismotectoniques 7 et 8.	79
Tableau 13 - Bilan SMHV, SMS, pga 475 ans.	86

Liste des annexes

Annexe 1 - Lexique	91
Annexe 2 - Paramètres d'activité de chaque zone	95
Annexe 3 - Cartes et spectres d'aléa probabiliste	107
Annexe 4 - Cartes d'aléa – Méthode déterministe	119

1. Introduction

Sur une étude BRGM préliminaire datant des années 80, la Nouvelle-Calédonie était classée en zone de sismicité 0. Ces classements n'ont cependant pas été entérinés d'un point de vue réglementaire étant donné le statut de ces territoires.

Ces îles peuvent être soumises à des séismes superficiels et locaux de magnitude modérée, mais aussi à de forts séismes lointains de l'arc de subduction, lesquels peuvent provoquer raz-de-marée et glissements de terrain. Ainsi en janvier 2001, en décembre 2003, en janvier 2004 et en janvier 2005, plusieurs séismes lointains et proches ont été ressentis en Nouvelle-Calédonie. Ces séismes montrent que des événements majeurs de forte magnitude peuvent se produire dans cette région avec le déclenchement de tsunامي et de mouvements de terrain. Ils nécessitent leur prise en compte dans le cadre d'une évaluation sismique régionale approfondie.

À la suite des travaux engagés dans le cadre du zonage sismique de la France, une démarche similaire doit être engagée pour évaluer l'aléa sismique des Collectivités, Pays et Territoire d'Outre-Mer. Les îles de Nouvelle-Calédonie peuplées de près de 200 000 habitants figurent parmi les plus peuplées de ces territoires. L'aléa sismique reste très mal connu et mérite une connaissance plus approfondie.

Dans une première étape, une analyse et une synthèse des structures tectoniques majeures et de la sismicité est effectuée dans la région de la Nouvelle-Calédonie (Chapitre 3). Ces travaux permettent l'identification des différentes unités sismotectoniques à prendre en compte pour définir le zonage sismique qui sera utilisé pour l'évaluation de l'aléa sismique régional (Chapitre 4).

Le calcul d'aléa est effectué selon une approche probabiliste simple sans arbre logique. L'objectif est de pouvoir caler les niveaux par rapport à ceux retenus en France métropolitaine ou aux Antilles. L'approche proposée considère une période de retour à 475 ans et 5 périodes spectrales en plus de l'accélération maximale du sol. (Chapitre 5).

Enfin, une évaluation d'aléa de type déterministe est effectuée à titre de comparaison (Chapitre 6).

Cette étude est menée par le BRGM dans le cadre du Plan Séisme à la demande du Ministère de l'Écologie et du Développement Durable (MEDD).

2. Rappels de notions sur l'aléa sismique

L'aléa sismique peut être défini comme la possibilité pour un site ou une région, d'être exposé à une secousse sismique de caractéristiques données, exprimées autant que possible sous forme de paramètres directement utilisables pour le traitement parasismique d'un projet. Habituellement, l'évaluation de cet aléa se fait en deux phases, correspondant à deux échelles d'étude :

- l'échelle régionale, à laquelle le milieu est supposé géologiquement homogène et où on se limite au calcul d'un mouvement sismique de référence en conditions standards (« rocher horizontal affleurant »), associé soit à un séisme maximal, soit à une probabilité annuelle de dépassement ou à son inverse, une période de retour ;
- l'échelle locale, où sont pris en compte : les effets de site (modifications de ce mouvement sismique de référence dues à la lithologie et la topographie du site considéré), les effets induits (stabilité des pentes et comportements particuliers des sols sous l'effet du mouvement vibratoire) et éventuellement, les déformations cosismiques du sol, lorsque la rupture sismique se propage jusqu'en surface.

La présente étude et le zonage sismique auquel elle aboutit, se situent au niveau de l'évaluation de l'aléa sismique à l'échelle régionale, qui nécessite de résoudre les trois problèmes suivants :

① Identifier et localiser les sources sismiques

C'est l'objet de l'analyse sismotectonique, qui vise à mettre en évidence les liens entre la sismicité et les structures tectoniques actives actuellement ou dans un passé récent (quelques milliers à quelques millions d'années), sous forme soit de failles sismogènes, soit de domaines sismotectoniques, c'est-à-dire de domaines structuraux où la sismicité peut être interprétée par un mécanisme de déformation global, sous l'action du champ de contrainte régional récent à actuel.

② Caractériser leur activité

Deux types d'approches sont possibles :

- une **démarche probabiliste**, qui décrit l'occurrence future des séismes par une loi de distribution des probabilités annuelles de dépassement de certains seuils de magnitude ;
- une **démarche déterministe**, qui associe à chaque source sismique un séisme maximum et ses caractéristiques (profondeur du foyer, énergie libérée, type de mécanisme à la source). Pour cette dernière, la difficulté majeure réside dans l'estimation fiable du séisme maximal associé à chaque source. Dans la pratique, le séisme maximal est évalué à partir du séisme le plus fort connu historiquement qui est ensuite majoré de façon forfaitaire (passage du SMHV au SMS).

L'arrêté du 10 mai 1993 impose le recours à la méthode déterministe, inspirée de la Règle Fondamentale de Sûreté des installations nucléaires (RFS n°1-2c), dans l'évaluation de l'aléa sismique pour les ouvrages à risque spécial.

③ **Quantifier la décroissance avec la distance, de l'énergie libérée par ces sources**

Elle peut être élaborée de diverses manières :

- par des approches empiriques, basées sur l'exploitation statistique d'enregistrements de mouvements forts du sol. Elles exploitent des corrélations entre des paramètres caractérisant le mouvement du sol (pic d'accélération, intensité ressentie), des paramètres de la source (magnitude, intensité épacentrale, profondeur) et la distance à la source. De nombreux auteurs proposent ainsi des relations d'atténuation de l'accélération du sol ou de l'intensité ressentie avec la distance et la magnitude, établies à partir d'analyses de régression effectuées sur une population d'enregistrements de mouvements forts et/ou de données macrosismiques (intensités ressenties à certaines distances de l'épicentre) ;
- par une exploitation directe des données macrosismiques, lorsqu'elles sont suffisamment nombreuses, présentées sous forme de courbes isoséistes ;
- par des approches théoriques qui couplent des modèles de rayonnement de la source, de propagation en milieu hétérogène et de réponse des sites.

3. Contexte tectonique régional

3.1. INTRODUCTION

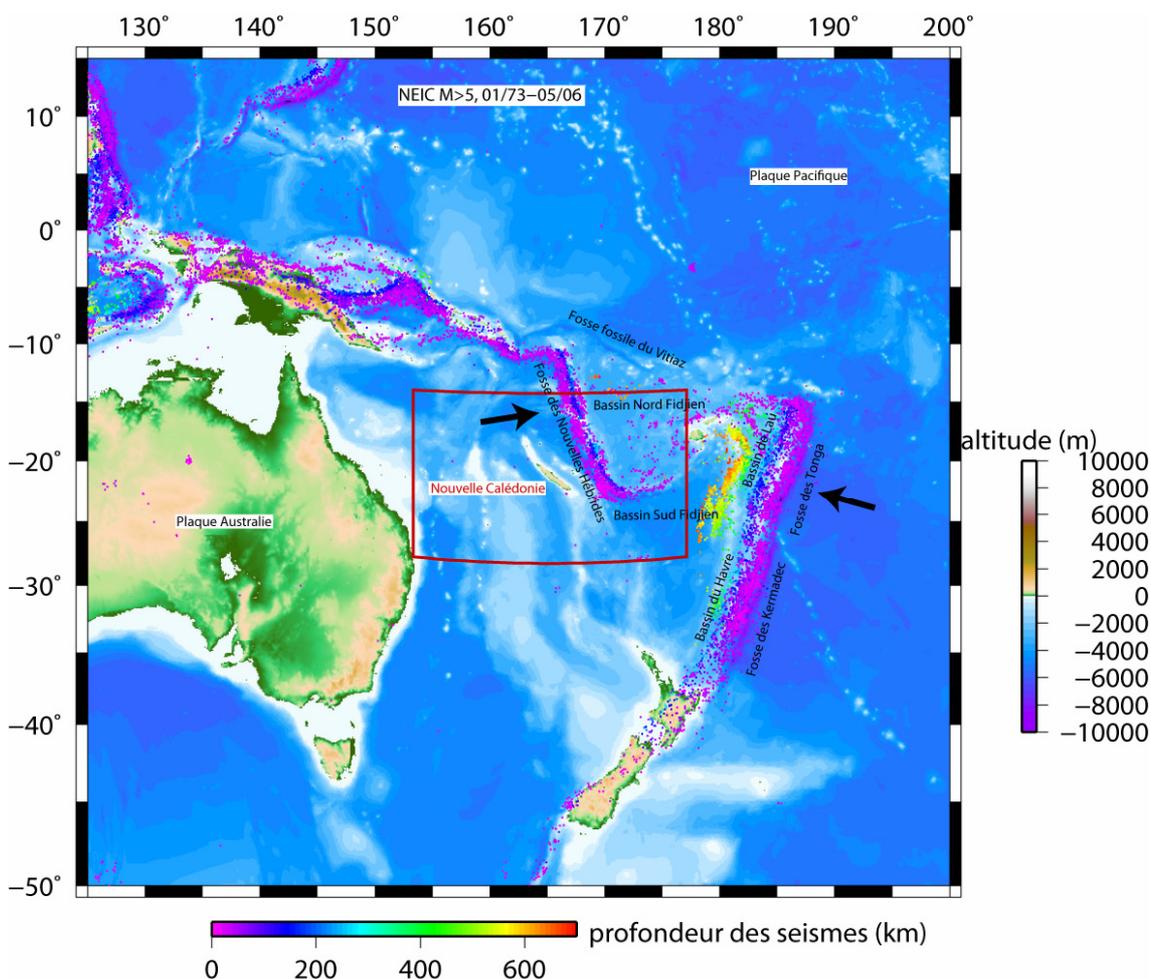


Figure 1 - Localisation de la zone d'étude dans le sud-ouest du Pacifique.

Les séismes représentés viennent du catalogue du National Earthquake Information Center, ou NEIC (M > 5, 1973-2006). Leur répartition montre la présence des zones de subduction péri-Pacifique. La Nouvelle-Calédonie est située au voisinage de la zone de subduction du Vanuatu. Le rectangle rouge représente la région d'étude.

La Nouvelle-Calédonie est située dans la zone de convergence entre les plaques Australie et Pacifique. Cette région représente une zone de déformation étendue incluant les subductions du Vanuatu et des Tonga-Kermadec dont les plaques plongeantes se font face (la plaque Australie subduit vers le nord-est et la plaque Pacifique vers le nord-ouest, voir Figure 1 et Figure 2). Ces subductions bordent les

bassins d'arrière-arc en extension (Bassin Nord Fidjien et Bassin de Lau). Cette grande zone de déformation est complexe et peut être séparée en plusieurs microplaques et zones « orogènes » récentes de déformation distribuée (Bird P., 2003, voir Figure 8). Cet auteur qualifie ainsi une région dont la complexité n'est pas modélisée, où le champ de vitesse a plus de degrés de liberté que les données actuelles n'en contraignent (cela peut être le cas des régions de déformation anélastique distribuées). Les taux de convergence rencontrés dans cette région sont parmi les plus rapides du globe : 12 cm/an au large de la Nouvelle-Calédonie (Calmant S. *et al.*, 2003), au niveau de la subduction/collision de la ride des Loyauté et jusqu'à 24 cm/an au nord de la subduction des Tonga (Bevis M. *et al.*, 1995, voir Figure 2). Les taux d'ouverture des bassins d'arrière-arc sont également très rapides (pouvant atteindre une dizaine de cm/an, (Pelletier B. *et al.*, 1998)). La somme du vecteur convergence au niveau de la fosse et de l'ouverture dans le bassin d'arrière-arc donne le mouvement d'une plaque par rapport à l'autre. À de tels mouvements est associée une sismicité importante et complexe.

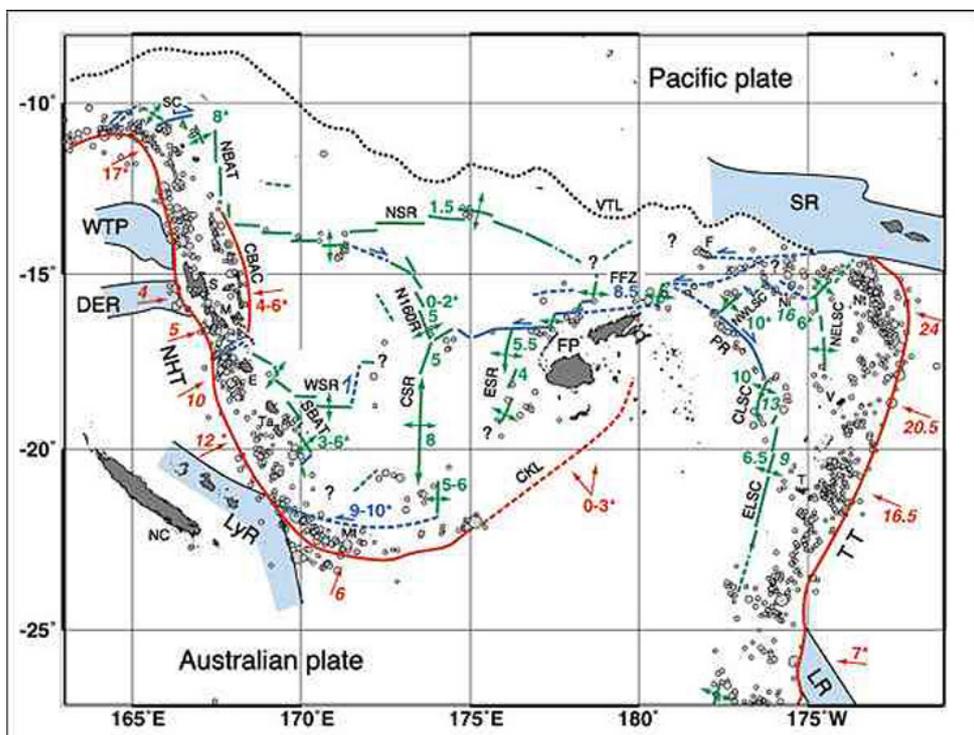


Figure 2 - Les fosses du Vanuatu et des Tonga sont en rouge. En vert sont représentés les systèmes extensifs des bassins d'arrière-arc (Pelletier B. *et al.*, 1998).

NHT=New Hebrides Trench ; TT=Tonga Trench ; NBAT et SBAT= North et South New Hebrides Back-Arc Troughs ; CBAC=Central New Hebrides Back-Arc Compressional zone ; ESR, CSR, WSR, NSR et N160R = rides d'accrétion East, Central, West, North et N160°E du Bassin Nord fidjien ; ELSC, CLSC, NWLSC et NELSC = rides d'accrétion East, Central, North-West et North-East du Bassin de Lau ; PR = Ride de Peggy ; FFZ = Zone de Fracture de Fidji ; FP = Plate-forme de Fidji ; NC, SC, S, M, E, Ta, Mt, V, T, Nt, Ni et F = îles de Nouvelle-Calédonie, Santa Cruz, Santo, Malekula, Éfate, Tanna, Matthew, Vava'u, Tongatapu, Niuatoputapu, Niufo'ou et Futuna ; VTL = Vitiaz Trench Lineament ; CKL = Conway-Kandavu Lineament ; DER, LyR, LR et SR = rides subduites d'Entrecasteaux, des Loyauté, de Louisville et de Samoa ; WTP = West Torres Plateau.

3.2. RÉGION D'ÉTUDE

La Nouvelle-Calédonie englobe un territoire très étendu qui est parsemé d'un ensemble d'îles et d'archipels dans le sud-ouest du Pacifique, entre l'Australie et l'archipel du Vanuatu. L'île principale est Grande Terre, elle est bordée par les îles Belep au nord, l'île des Pins au sud, les îles Loyauté à l'est (Ouvéa, Lifou, Tiga et Mahé). La Nouvelle-Calédonie est bordée par l'archipel des îles Chesterfield à l'ouest et les îlots de Matthew et Hunter à l'est.

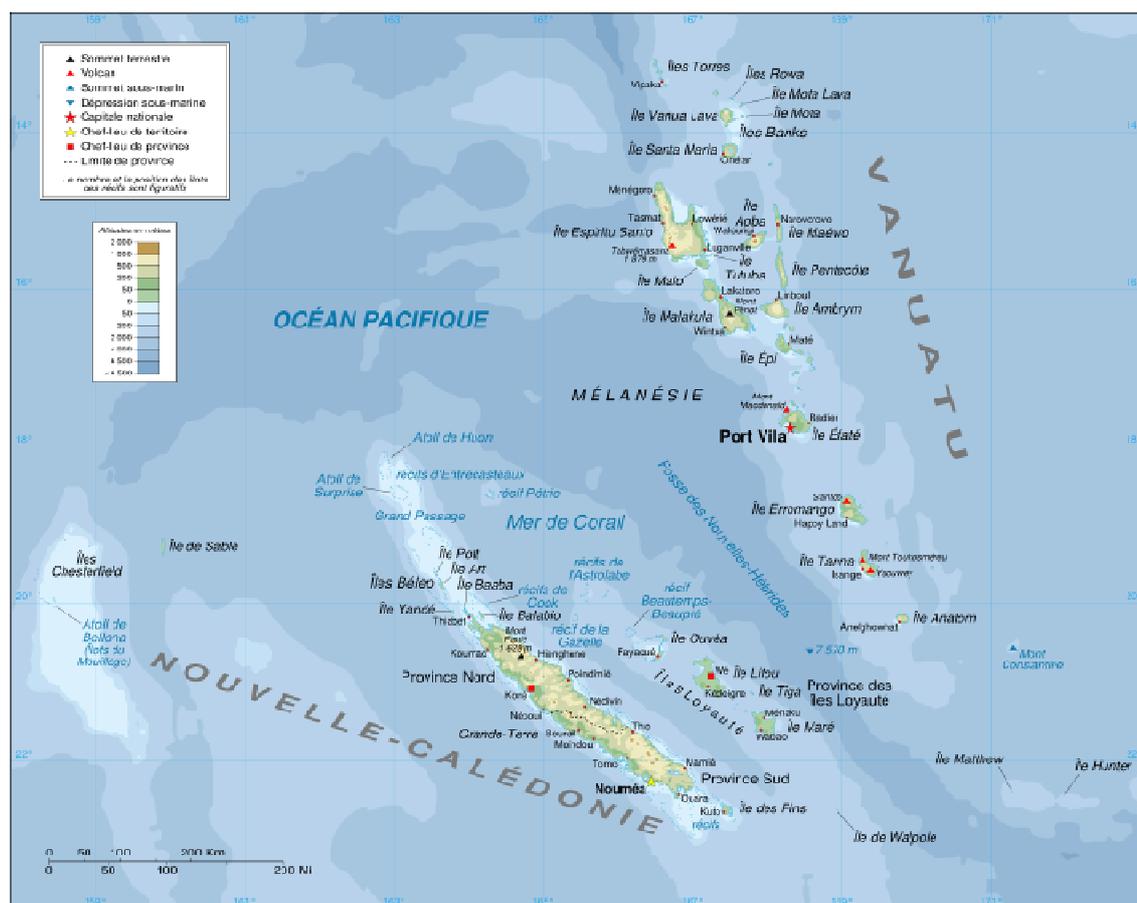
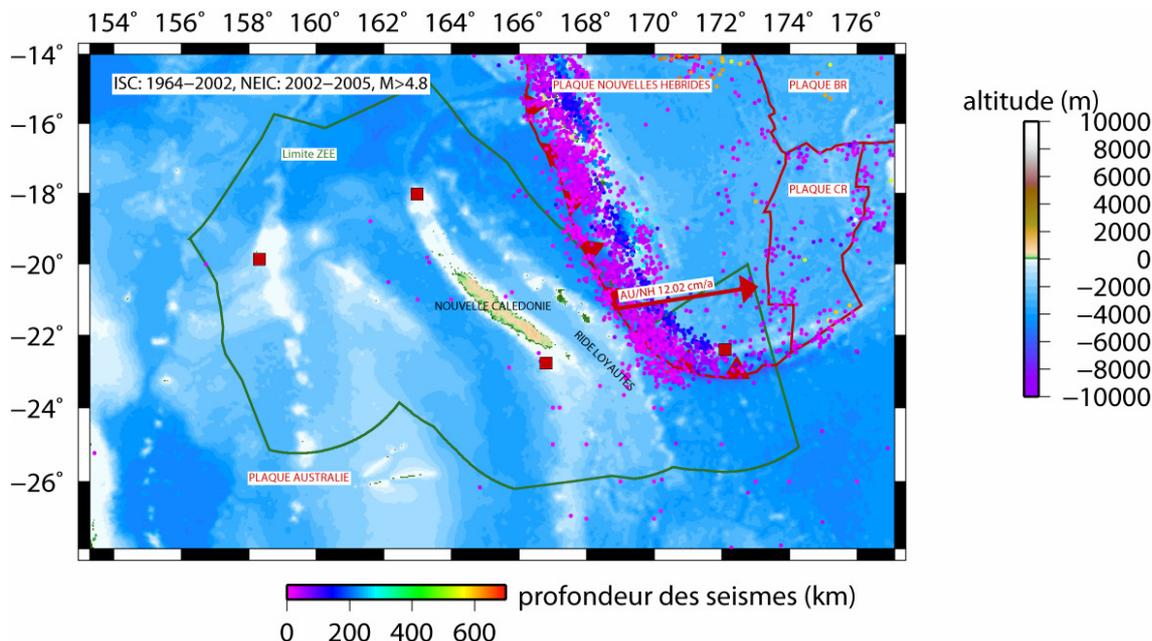


Figure 3 - Carte de Nouvelle-Calédonie (source Wikipedia).

La zone d'étude choisie va au-delà des frontières de la Nouvelle-Calédonie (voir Figure 4). En effet, des séismes lointains de forte magnitude peuvent induire une intensité macrosismique non négligeable sur les îles étudiées, phénomène éventuellement amplifié par des effets de site locaux. La zone d'étude est limitée à un rayon de 500 km par rapport aux îlots en bordure de la Zone Economique Exclusive (les carrés rouges sur la Figure 4). Il est raisonnable d'admettre que la présence d'un tremblement de terre même majeur dans des régions plus éloignées ne pourra pas générer de mouvement sismique pénalisant.



La ZEE est délimitée par un trait vert. La sismicité de magnitude supérieure à 4.8 représentée est extraite des catalogues de l'International Seismological Center et du National Earthquake Information Center. Les frontières de plaques sont en rouge : Balmoral Reef (BR), Conway Reef (CR) et le vecteur représente le mouvement de la plaque Australie par rapport à la plaque du Vanuatu (Bird P., 2003).

3.3. PRINCIPALES STRUCTURES TECTONIQUES

3.3.1. Évolution géodynamique

Il y a 12 Ma, l'arc Vitiáz-Vanuatu-Fiji-Lau-Tonga s'est dédoublé et l'ouverture du Bassin Nord Fidjien (BNF) a commencé. Avec le changement de polarité de la subduction entre la marge du Vitiáz et la marge du Vanuatu, se sont succédé plusieurs phases d'ouverture du BNF (Figure 5). On peut distinguer trois phases : une ouverture dans la direction NE-SW entre 12 et 7 Ma, une ouverture N-S entre 7 et 3 Ma et une ouverture E-W depuis 3 Ma (Auzende J.-M. *et al.*, 1995). Depuis la création du BNF, la localisation de centres d'ouverture successivement actifs a migré vers le sud, accompagnant la migration de l'arc du Vanuatu. La fosse du Vitiáz représente la frontière nord du BNF dorénavant inactive (Figure 1). Les séismes intraplaques profonds actuellement enregistrés proche du Vanuatu résultent de cette subduction fossile (séismes au nord de la région d'étude, voir Figure 4).

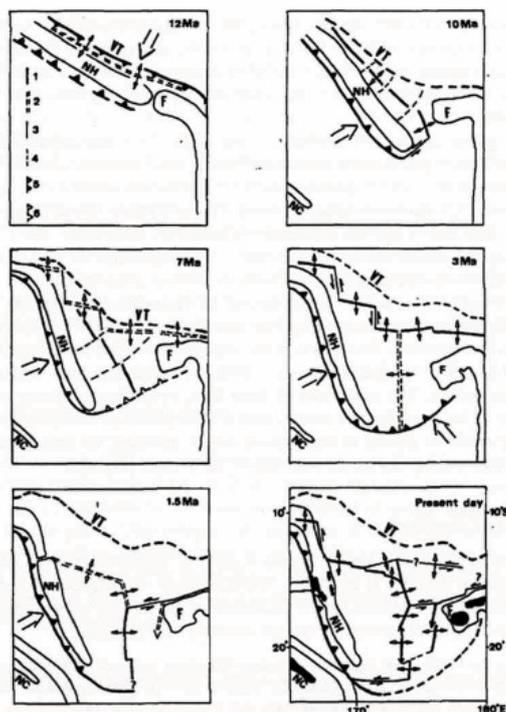


Figure 5 - Evolution géodynamique du BNF.

1 : ride active ; 2 : ride naissante ; 3 : faille transformante ; 4 : plan d'écoulement ; 5 : subduction active ; 6 : subduction naissante. VT : fosse du Vitiáz ; NH : arc du Vanuatu ; F : plateau fidjien ; NC : Nouvelle-Calédonie (Auzende J.-M. *et al.*, 1995).

3.3.2. Rides intra-océaniques et contexte structural

Plusieurs rides sous-marines aismiques interagissent le long de l'arc du Vanuatu du nord au sud : le plateau de Tores (au nord de notre zone d'étude), la ride d'Entrecasteaux et la ride des Loyauté (DER et LyR sur la Figure 2, voir aussi Figure 6). Ces rides influencent la subduction et jouent un rôle dans la complexité de cette région (Calmant S. *et al.*, 2003).

Les principales îles de Nouvelle-Calédonie sont localisées sur deux rides parallèles (NW-SE) : la ride de Norfolk/Nouvelle-Calédonie et la ride des Loyauté (Grande Terre, îles des Pin, de Belep et îles des Loyauté). La ride des Loyauté présente un coude vers 22°S où elle entre en subduction/collision avec l'arc du Vanuatu. Cette collision pourrait être responsable d'une forte concentration de sismicité et d'un début de partitionnement du mouvement de convergence (voir 3.4.3).

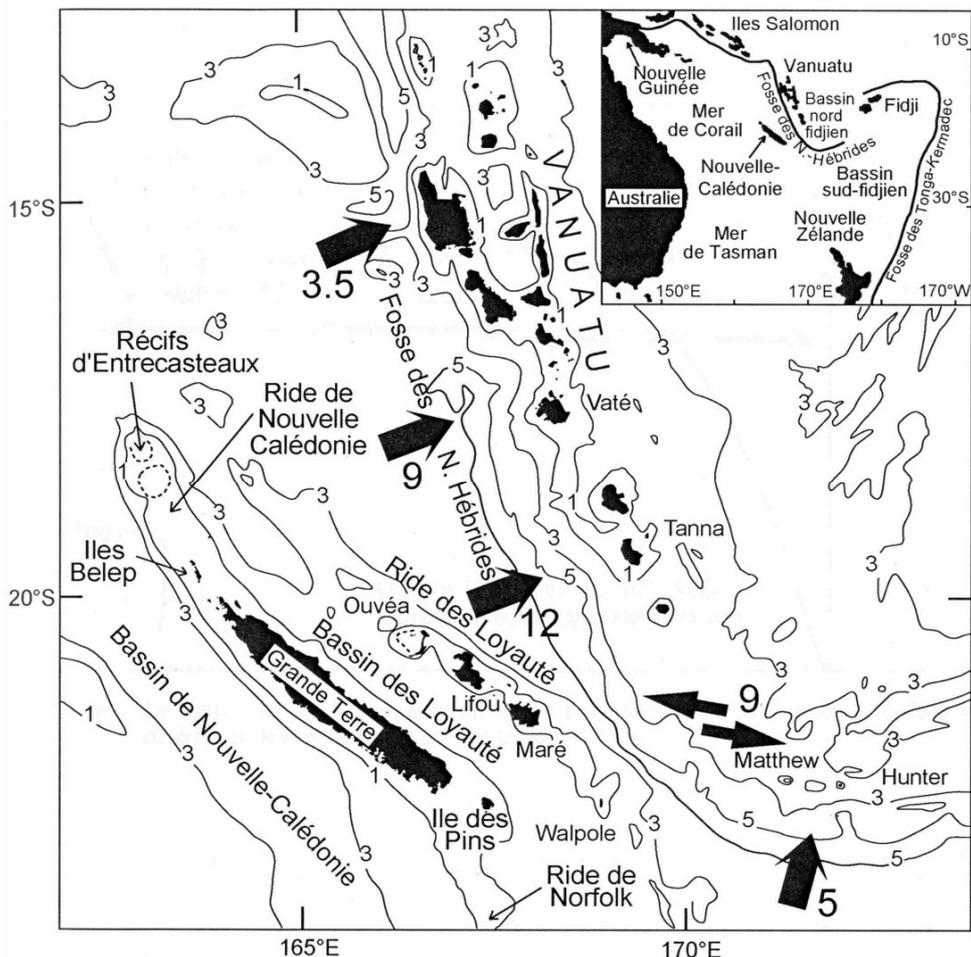


Figure 6 - (Pillet R. & Pelletier B., 2004), *Contexte structural et mouvements horizontaux de convergence* (en cm/an, (Calmant S. et al., 2003)).

Les mesures GPS effectuées en Nouvelle-Calédonie montrent que Grande Terre et les îles des Loyauté n'ont pas de mouvement par rapport à la plaque Australie, ce qui sous-entend qu'il n'y a pas de déformation significative intraplaque entre les îles de Nouvelle-Calédonie (Calmant S. et al., 2003).

Les îles de Matthew et Hunter sont quand à elles des îles volcaniques résultant de la subduction, elles ne reposent donc pas sur la plaque australienne comme les autres îles de Nouvelle-Calédonie.

La ride asismique d'Entrecasteaux est perpendiculaire à la fosse du Vanuatu. Elle subducte vers 15°-16° S et semble être associée au comportement particulier de la partie centrale de l'arc (voir 3.4.1).

3.3.3. Subduction du Vanuatu

La subduction du Vanuatu est une subduction rapide associée à une ouverture rapide d'arrière arc parallèle à la marge au niveau du Bassin Nord Fidjien. La plaque australienne converge vers le nord-est, perpendiculairement à la fosse de 12°S à 22°S. La vitesse de convergence varie de 30 mm/an à 124 mm/an (Calmant S. *et al.*, 2003). La plaque australienne a une sismicité éparse jusqu'à la région du bombement externe précédant la fosse où une bande de sismicité intense prend naissance parallèlement à la fosse. La plaque subduite plonge de manière abrupte sous le BNF (environ 70°, (Isacks et Barazangi, 1977)), ce qui limite l'épaisseur de la zone de contact interplaques, donc éventuellement la taille de la zone sismogène. Aucun événement interplaques de magnitude supérieure à 8 n'a été détecté pendant la « période instrumentale » de la sismologie. La sismicité se produisant à l'intérieur de la plaque plongeante atteint des profondeurs de 180 à 300 km en fonction du segment considéré (voir Figure 7).

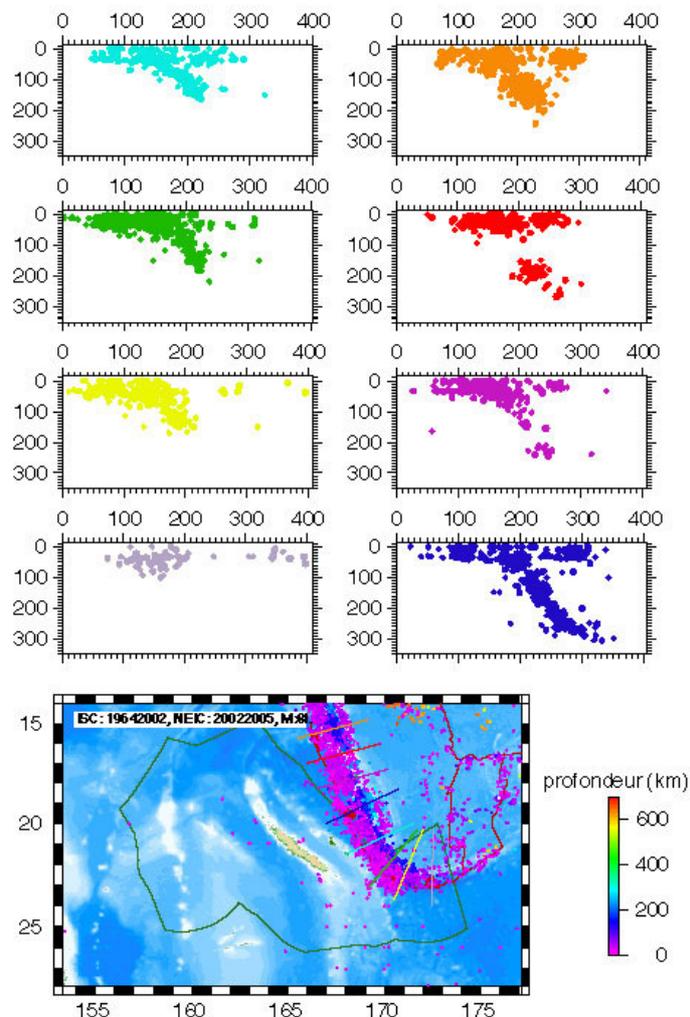


Figure 7 - Coupes verticales de la plaque plongeante.

La répartition des séismes donne une image des zones sismogènes inter et intraplaques.

3.3.4. Bassin Nord Fidjien

Le Bassin Nord Fidjien trouve son origine il y a 12 Ma, à partir de séquences complexes d'ouvertures d'arrière-arc (Auzende J.-M. *et al.*, 1995). À l'heure actuelle, ce bassin est cerné par les subductions actives du Vanuatu et des Tonga et par la subduction fossile inactive du Vitiaz. La présence de sismicité superficielle, de basalte récent, de peu de sédimentation et d'une valeur importante du flux de chaleur sont les témoins d'une forte activité tectonique.

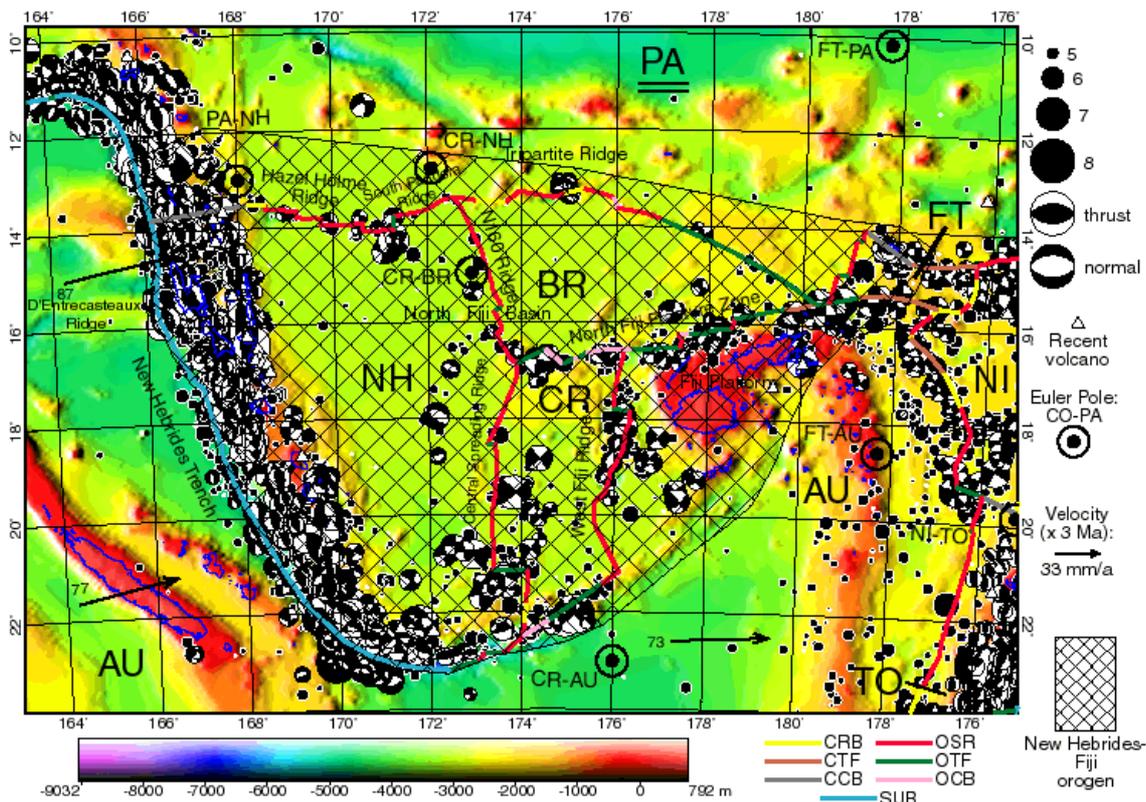


Figure 8 - Frontières des plaques New Hébrides (NH), Balmoral Reef (BR), Conway Reef (CR), et Futuna (FT).

Structures extensives : OSR et CRB (Oceanic Spreading Ridge et Continental Rift Boundary) ; compressives : OCB et CCB (Oceanic convergent Boundary et Continental Convergent Boundary) ; transformantes : CTF, OTF (Continental Transform Fault et Oceanic Transform Fault) ; subduction : SUB ; d'après (Bird P., 2003). La région hachurée est qualifiée d' « orogène », c'est-à-dire une région dont la complexité n'est pas modélisée, où le champ de vitesse a plus de degrés de liberté que les données actuelles n'en contraignent (cela peut être le cas des régions de déformation anélastique distribuées).

C'est le seul bassin d'arrière arc où l'ordre de grandeur de la vitesse d'ouverture est du cm/an et non du mm/an (Bird P., 2003). Le taux de convergence au sud de la marge du Vanuatu est égale au taux d'ouverture du sud du BNF (Pelletier B. *et al.*, 1998). La Figure 2 montre le modèle tectonique proposé par (Pelletier B. *et al.*, 1998). Trois systèmes extensifs contribuent au taux de divergence total dans le sud du BNF : la ride d'accrétion de l'est (ESR), la ride d'accrétion centrale (CSR) et le fossé d'arrière-arc du

sud du Vanuatu (SBAT). La déformation est distribuée le long de plusieurs systèmes extensifs dont les taux d'ouverture montrent une grande variabilité. Le BNF peut être divisé en plusieurs microplaques délimitées par des systèmes extensifs (OSR et CRB sur la Figure 8) et des failles transformantes sismogènes (CTF et OTF).

Cependant, ce bassin est une région tectoniquement très complexe. Certaines étapes tectoniques sont récentes (4 phases différentes en 12 Ma). En particulier, les linéations magnétiques sont difficiles à interpréter. Jusqu'à présent, les données à dispositions ne sont pas suffisantes pour contraindre une succession de régimes présentant une telle complexité. De nombreux séismes sont enregistrés en dehors des frontières des microplaques des modèles récents. Bird (2003) classifie ce bassin en zone « orogène », c'est-à-dire une région complexe de déformation distribuée, la déformation n'étant pas concentrée qu'en frontière de plaque.

3.4. SEGMENTATION DE LA MARGE DES NOUVELLES-HÉBRIDES

La région d'étude est caractérisée par une grande variation à la fois de la vitesse de convergence au niveau de la subduction et des vitesses d'ouverture le long des rides d'accrétion du bassin d'arrière-arc. La géométrie et les taux d'ouverture dans le BNF et la segmentation de l'arc du Vanuatu sont liés à la subduction/collision des rides asismiques des Loyauté et d'Entrecasteaux. La subduction de rides asismiques semble associée à :

- un ralentissement du taux de convergence ;
- la présence de faille décrochante perpendiculaire à l'arc ;
- un phénomène compressif dans l'arrière-arc ;
- une ouverture d'arrière-arc lente ou absente (Pelletier B. *et al.*, 1998).

Quatre segments peuvent être isolés le long de l'arc du Vanuatu parmi lesquels trois sont dans notre région d'étude (voir Figure 9), soit du nord au sud les segments :

- d'Entrecasteaux ;
- Sud ;
- extrême-sud.

Des mesures GPS ont montré que les vecteurs de convergence le long de la marge du Vanuatu restent perpendiculaires à la fosse et parallèles au vecteur glissement des séismes (Calmant S. *et al.*, 2003).

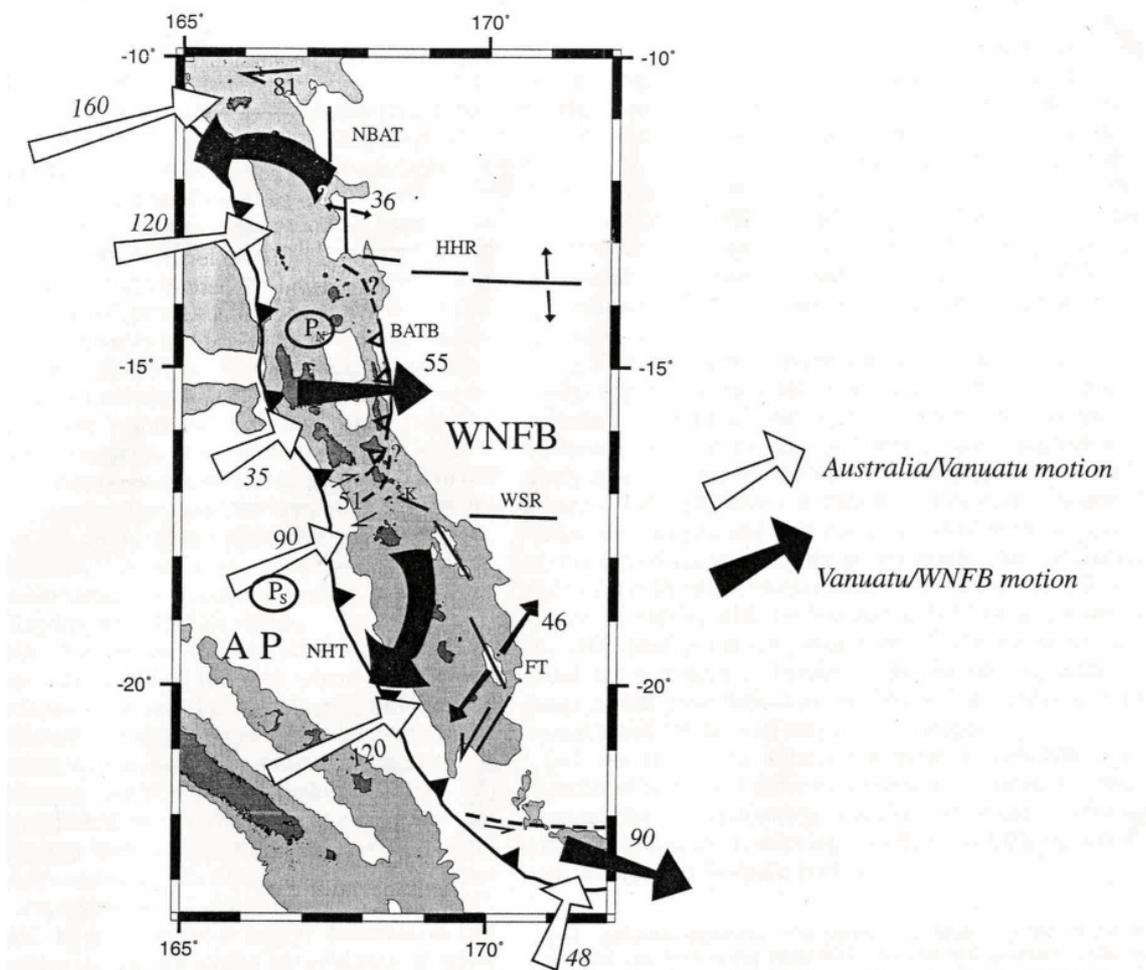


Figure 9 - Contexte tectonique de l'arc du Vanuatu.

Les déplacements sont représentés en mm/an (Calmant S. *et al.*, 2003). WNFB : microplaque Ouest du Bassin Nord-Fidjien

3.4.1. Segment d'Entrecasteaux

Cette région située entre 13,5°S et 16,5°S, où la ride d'Entrecasteaux subduit, est caractérisée par un couplage important et la présence d'une zone de raccourcissement crustal à l'est de la marge où l'activité est plus importante qu'au niveau de la fosse du Vanuatu. Par ailleurs, le taux de convergence est réduit localement le long de la marge de la subduction. C'est dans cette région que l'on rencontre le taux de convergence le plus bas de la marge (35 mm/an). En fait, le mouvement de convergence est fragmenté entre la marge du Vanuatu à l'ouest et une ceinture compressive d'arrière-arc (BATB sur la Figure 10) où la plus grande partie de la convergence est accommodée (Calmant S. *et al.*, 2003 ; Pelletier B. *et al.*, 1998). Cette ceinture compressive d'arrière-arc peut subir d'importants séismes en faille inverse, comme celui d'Ambrym du 26 novembre 1999, Mw = 7.5 (Lagabrielle Y et Pelletier B., 2003 ; Régnier *et al.*, 2003).

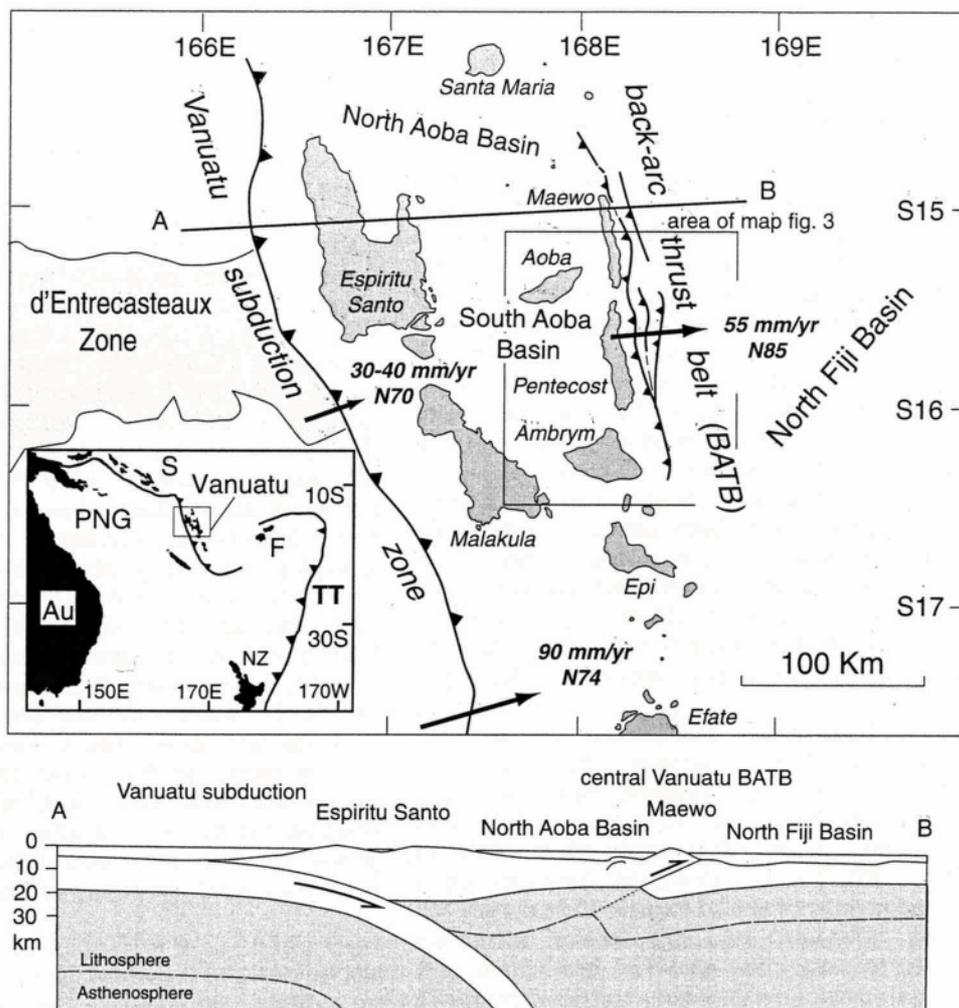


Figure 10 - Section verticale du segment d'Entrecasteaux (Lagabrielle Y. et Pelletier B., 2003).

La transition entre ce segment associé à une compression en arrière-arc et le segment sud où règne une extension en arrière-arc est faite selon un mouvement décrochant dextre perpendiculaire à la fosse. Cette zone de transition s'étend jusqu'à 17,5°S (Figure 9).

3.4.2. Segment sud

Ce segment (environ entre 17,5°S et 22°S) est délimité au sud par la collision de la ride des Loyauté (Figure 9). Il est caractérisé par un régime extensif en arrière-arc et une croissance de la vitesse de convergence vers le sud, jusqu'à une valeur de 12 cm/an au niveau des îles des Loyauté (Calmant S. *et al.*, 2003).

3.4.3. Segment extrême sud

Vers 21-22°S, la subduction de la ride des Loyauté est associée à un changement du mouvement de convergence entre la plaque australienne et le BNF. La subduction est inhibée au profit de la fragmentation de la plaque supérieure au niveau d'une zone étendue de déchirement E-W senestre atteignant des vitesses de 9-10 cm/an (Pelletier B. *et al.*, 1998). La vitesse de convergence chute ainsi d'environ 12 cm/an à environ 5 cm/an vers l'est. Ainsi, le bloc de Matthew et Hunter est déplacé vers l'est (bloc au sud-est de la Figure 9). Ce partitionnement du mouvement de convergence en des composantes parallèles et perpendiculaires à la fosse peut être lié à l'obliquité de la convergence (la fosse change de direction) ou à l'interaction avec la ride des Loyauté (Calmant S. *et al.*, 2003).

4. Zonage sismotectonique

4.1. INTRODUCTION

La sismicité locale en Nouvelle-Calédonie est plutôt faible alors que celle de l'arc du Vanuatu peut être forte. Les séismes associés à cette subduction peuvent atteindre des magnitudes maximales observées $M_w = 8$ (voir l'événement de 1920 sur la Figure 12) et être localisés au minimum à 100 km de Maré, 150 km de Lifou et environ 300 km de Nouméa.

L'évaluation de l'aléa sismique régional du Territoire de Nouvelle-Calédonie s'appuie sur un découpage en unités ou zones sismotectoniques.

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

4.2. SISMICITÉ HISTORIQUE

Une compilation des événements ressentis en Nouvelle-Calédonie entre 1729 et 1989 a été réalisée par (Louat R. et Baldassari C., 1989). Nous avons également consulté la base de données SisFrance (Figure 11) qui répertorie les séismes ressentis sur le territoire de Nouvelle-Calédonie (SisFrance, 2005). Les témoignages relatifs aux séismes ressentis en Nouvelle-Calédonie sont relativement pauvres (Pillet R. et Pelletier B., 2004). Certains sont associés à des événements locaux de taille modérée, d'autres à des événements importants de la subduction du Vanuatu (Figure 12). Matthew et Hunter sont ainsi localisés dans une région où de forts séismes sont ressentis. Les séismes locaux ressentis sur Grande Terre affectent essentiellement la partie sud de l'île, cette zone sismique s'étend sur une bande étroite, parallèle à sa marge ouest (Régnier *et al.*, 1999). Par ailleurs, la présence d'effets de site implique que les séismes du sud de l'arc du Vanuatu sont particulièrement bien ressentis à Nouméa. Ainsi, le tremblement de terre local du 3 décembre 1990 ($m_b = 5,7$) a été ressenti avec une intensité VI à Nouméa.

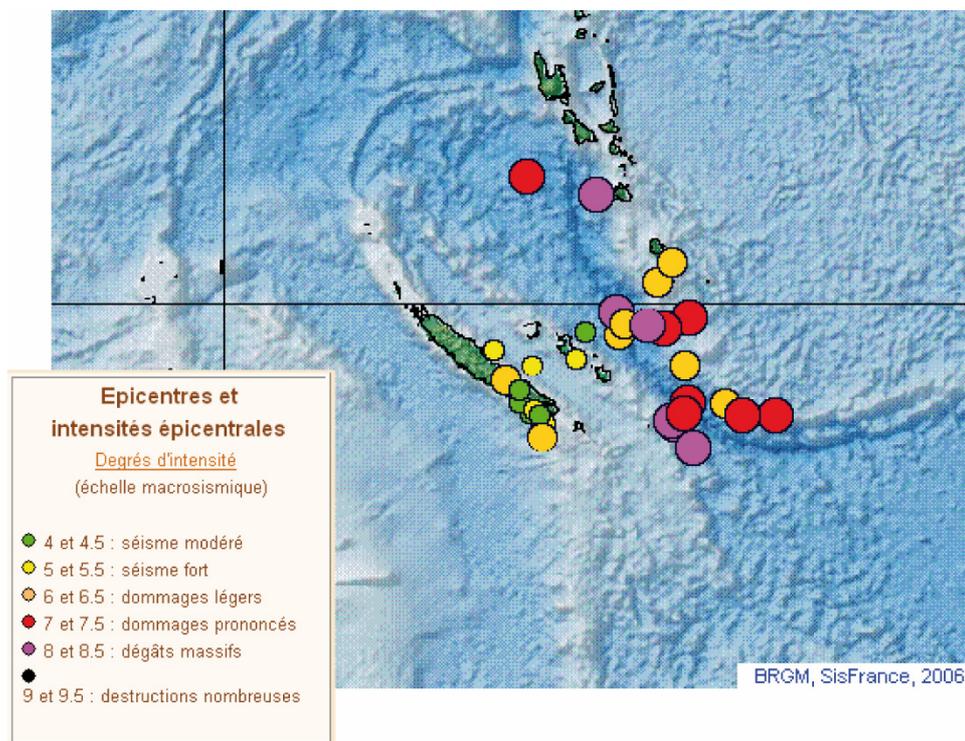


Figure 11 - Intensités épicentrales des séismes ressentis en Nouvelle-Calédonie (1843-2005). (SisFrance, 2005).

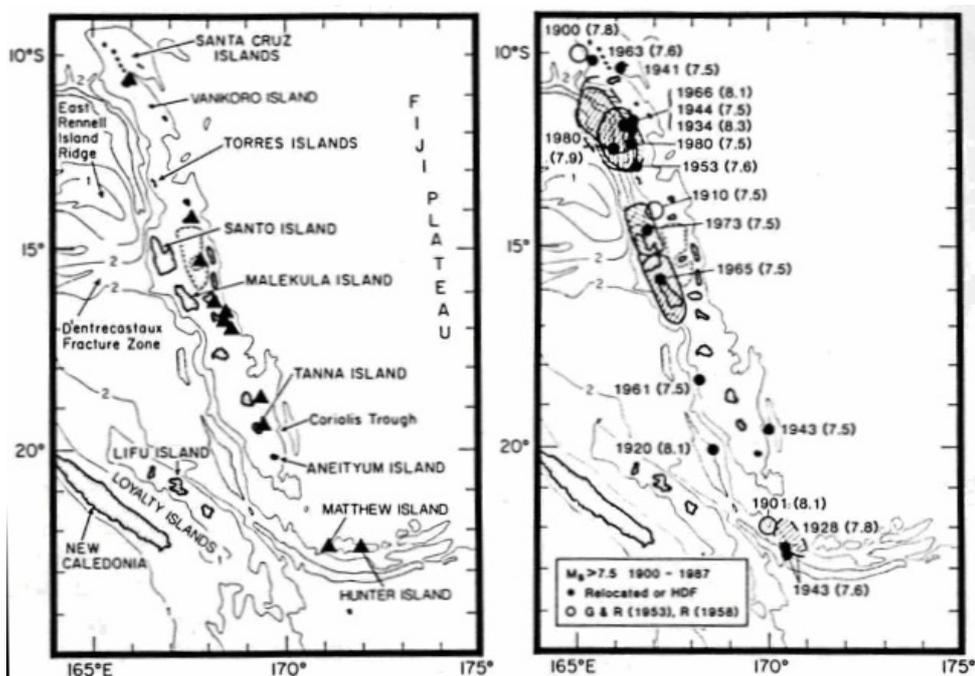


Figure 12 - (Nishenko, 1991). Iles de l'arc du Vanuatu (gauche) et grands séismes superficiels ($M_s > 7.5$) entre 1900 et 1987, d'après (McCann, 1980).

4.3. REGIME DE CONTRAINTE ET SISMICITÉ INSTRUMENTALE

La sismicité de la région d'étude est dominée par la bande de séismes alignés le long de l'interface entre la plaque subduite et la plaque supérieure (Figure 4). Parmi ces événements associés à la subduction, il est possible de distinguer en premier lieu les événements intraplaques des événements interplaques se produisant au niveau de la zone de contact entre les deux plaques intervenant dans la subduction (Figure 13). Les événements intraplaques peuvent avoir lieu :

- à l'intérieur de la plaque subduite (ici la plaque Australie) :
 - . au niveau du bombement précédant la fosse. Ils sont dans ce cas superficiels et ne dépassent pas les quelques dizaines de kilomètres de profondeur,
 - . à profondeur intermédiaire (70-300 km de profondeur),
 - . à grande profondeur (jusqu'à presque 700 km) ;
- au sein de la plaque supérieure (BNF), au niveau du bassin d'arrière-arc.

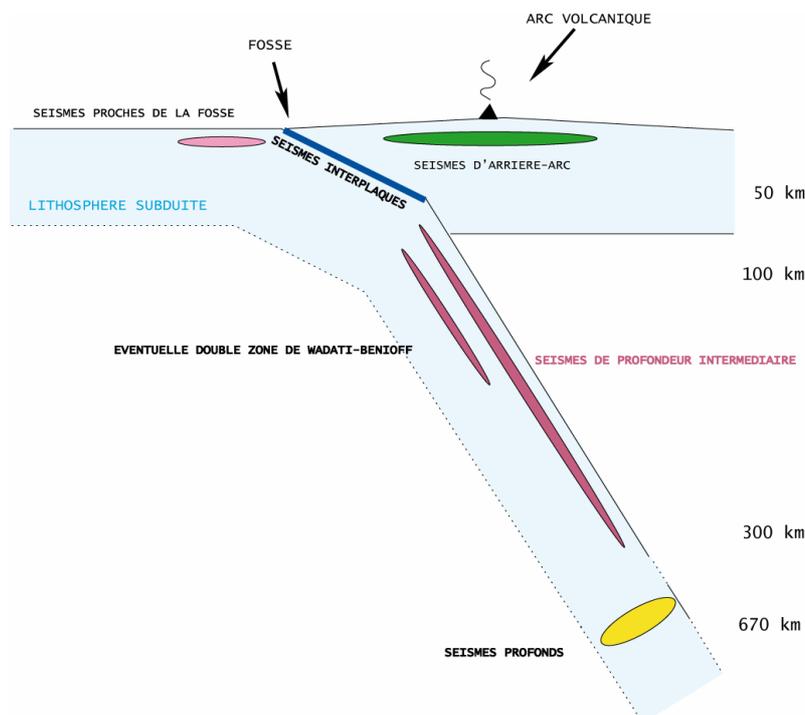


Figure 13 - Coupe schématique de la sismicité d'une zone de subduction.

Le catalogue de l'International Seismological Center (ISC) complété par celui du National Earthquake Information Center (NEIC) pour les événements les plus récents, nous ont permis d'avoir une image de la répartition de la sismicité enregistrée depuis 1964. Ce catalogue est complet pour des magnitudes supérieures à environ 5 (Figure 4). Depuis 1976, le catalogue du projet Harvard Centroid Moment Tensor (CMT) fournit les mécanismes au foyer des séismes dont la magnitude est supérieure à environ 5 (Figure 14, Figure 15, Figure 16 et Figure 17).

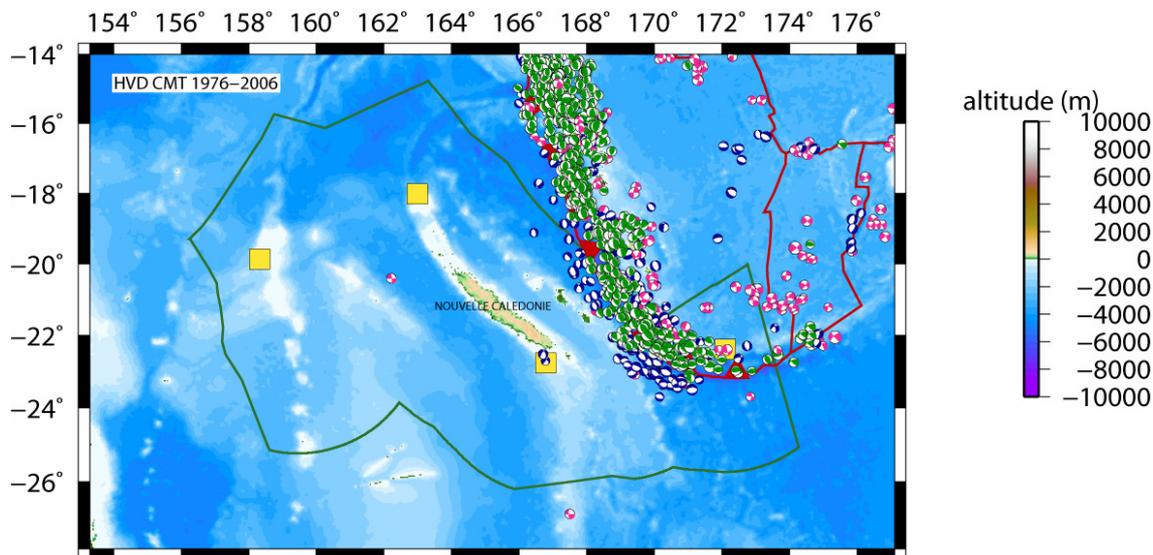


Figure 14 - Catalogue de Harvard CMT.

Les mécanismes roses, verts et bleus représentent respectivement des séismes décrochants, compressifs et extensifs. Les carrés jaunes sont centrés sur les îlots les plus en périphérie du territoire de Nouvelle-Calédonie.

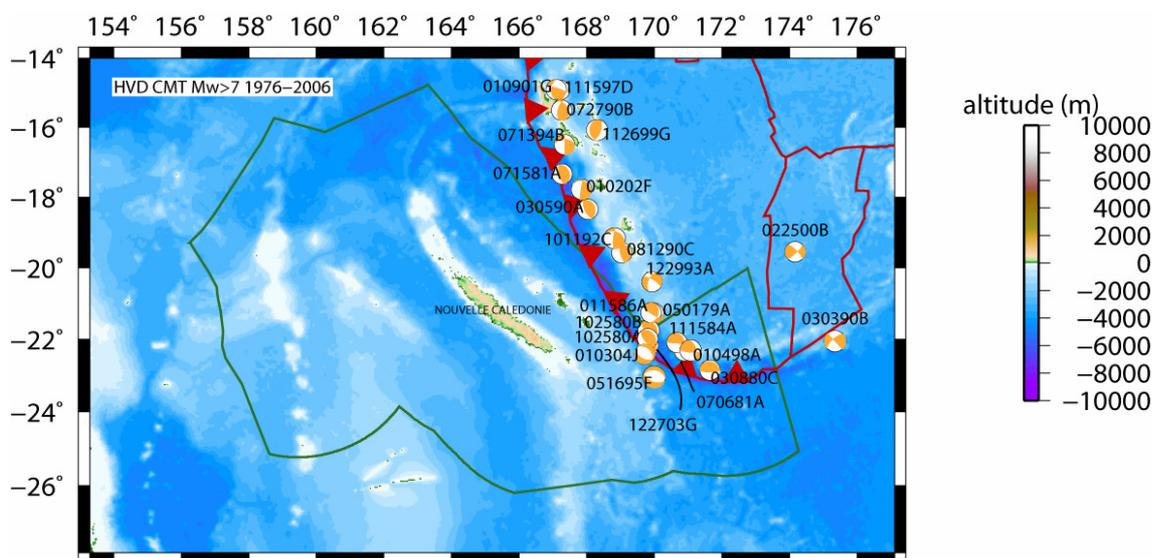


Figure 15 - Séismes de magnitude supérieure à $M_w = 7$.

Ces événements sont majoritairement associés au phénomène de subduction du Vanuatu. Certains séismes ont eu lieu dans le bassin d'arrière-arc.

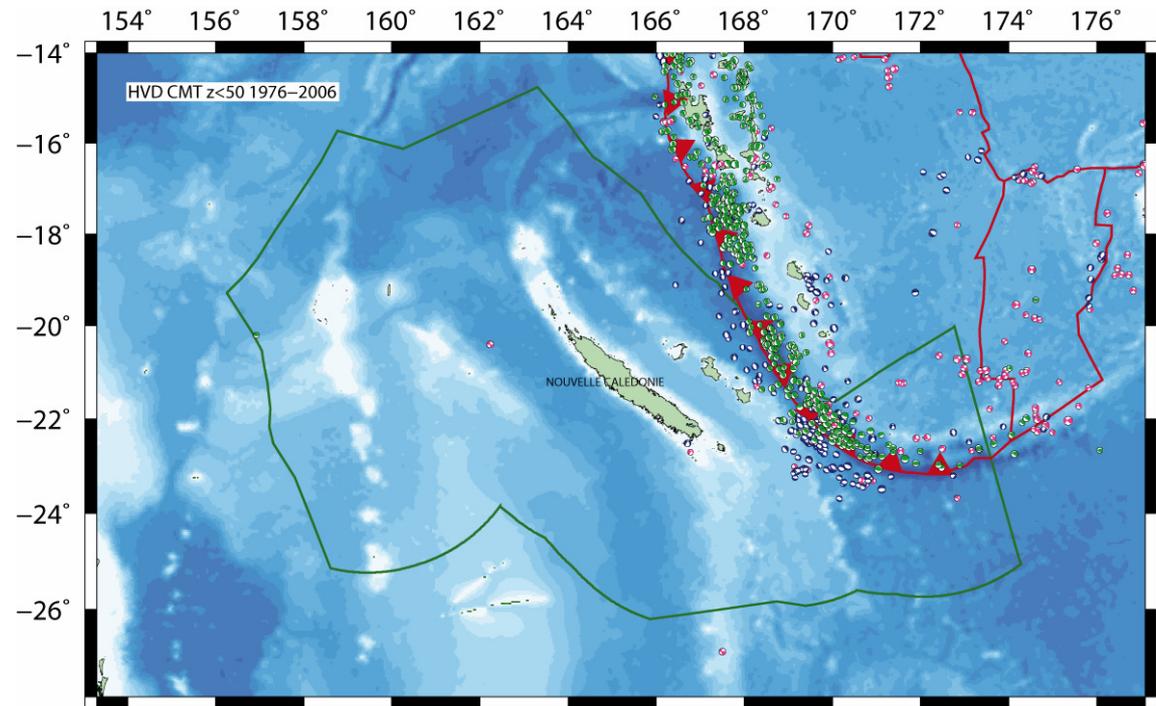


Figure 16 - Séismes de profondeur inférieure à 50 km.

Même code de couleur que sur la Figure 14.

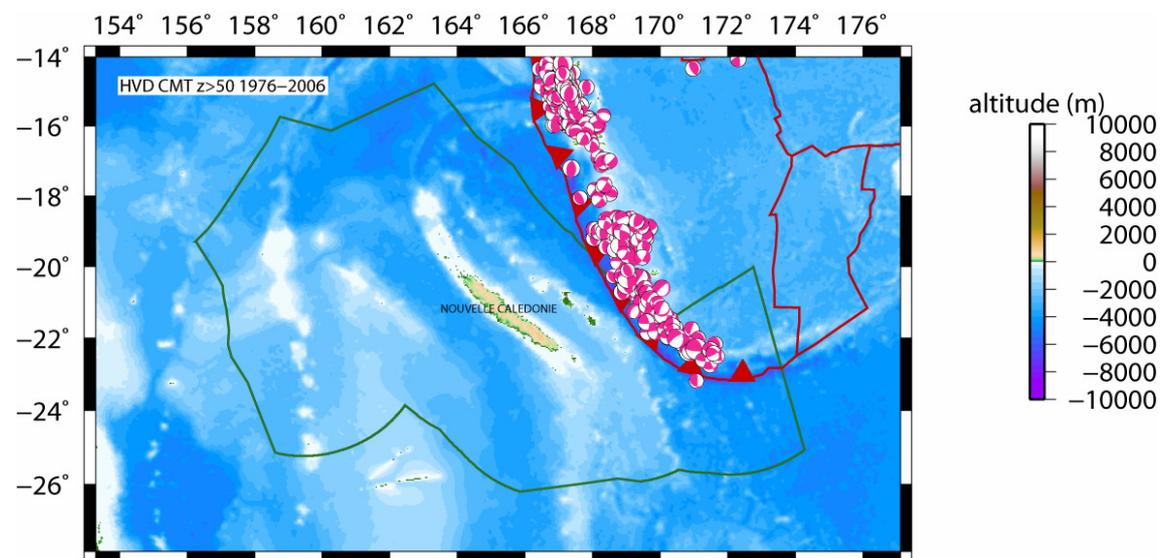


Figure 17 - Séismes de profondeur supérieure à 50 km.

Tous les mécanismes sont dessinés de la même couleur.

4.3.1. Séismes intraplaques proches de la fosse

Les séismes se produisant à l'intérieur de la plaque subduite, au niveau du bombement externe précédant la fosse forment une bande parallèle à la fosse et sont majoritairement en faille normale (mécanismes bleus sur la Figure 16). Ils sont provoqués par le champ de contraintes induit par le phénomène de flexure de la lithosphère entrant en subduction (extension d'extrado). Ces événements peuvent atteindre des profondeurs de 40 km. Ils sont distribués de manière inégale le long de la marge. En particulier, il y a une concentration importante de ces événements au niveau de la subduction/collision de la ride des Loyauté, au sud-est de Grande Terre (Figure 16).

Les séismes ainsi liés au bombement externe peuvent atteindre des magnitudes M_w de 7.7, comme celui du 16 mai 1995 (Figure 15). Ce sont les tremblements de terre de subduction les plus proches des îles Loyauté et de Grande Terre.

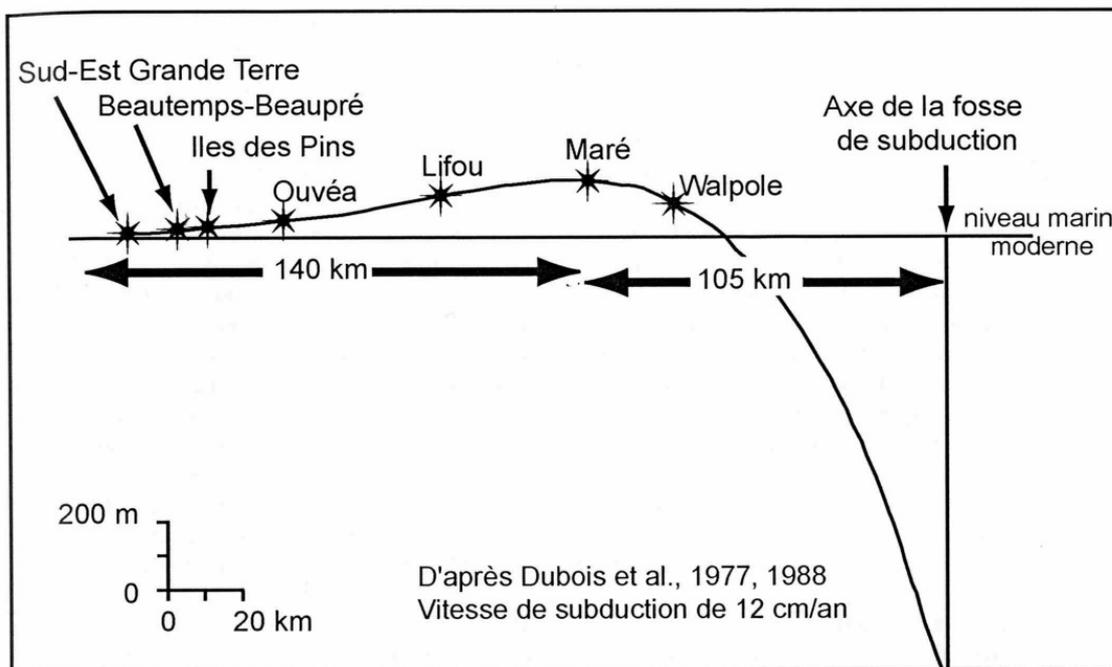


Figure 18 - Bombement de la plaque australienne avant subduction (Pillet R. et Pelletier B., 2004).

La Figure 18 montre la répartition des îles des Loyauté sur le bombement de la lithosphère océanique avant la subduction. Grande Terre se situe à la limite ouest de ce bombement. Cependant, (Régnier *et al.*, 1999) y associent la sismicité affectant le sud-est de Grande Terre ainsi que l'île des Pins (Figure 11). Ainsi, deux événements de magnitude modérée (m_b 5.1 et 5.6 en 1990 et 1991) ayant eu lieu durant la « période instrumentale » et caractéristiques de la sismicité locale affectant le sud de Grande Terre, sont associés à des axes de tensions E-W compatibles avec l'orientation de l'extension due au bombement externe (Figure 16).

4.3.2. Séismes interplaques

Ces événements rendent compte du mouvement relatif de la plaque plongeante (plaque Australie) et de la plaque supérieure (Bassin Nord Fidjien). Ce type de séismes est responsable de la plus grande partie du moment sismique libéré dans les zones de subduction. La rupture est limitée en profondeur par la zone de glissement aisé, mais la rupture peut s'étendre latéralement, le long de la marge. Ce sont des séismes en chevauchement à faible pendage et superficiels. Le séisme interplaque le plus important enregistré depuis le début de la période instrumentale eut lieu le 25 octobre 1980 ($M_w = 7.4$). Deux événements historiques plus importants sont mentionnés par Nishenko (1991) : 1920 ($M_s = 8.1$) et 1901 ($M_s = 8.1$) (Figure 12). Même si les données historiques sont incomplètes, ces événements semblent représenter le potentiel sismique de cette région (Kruger-Knuepfer J.L. *et al.*, 1986).

Sur la Figure 16, les séismes interplaques en chevauchement semblent former une bande étroite de sismicité (mécanismes au foyer verts). Cependant, la concentration de ces événements est inégale. Au nord du segment central (entre environ 17°S et 19°S), ou au niveau de la subduction/collision de la ride des Loyauté, apparaissent deux zones de concentration dense de séismes interplaques. Par contre, ce type de sismicité semble moins importante dans le segment d'Entrecasteaux ou à l'est de la subduction de la ride des Loyauté, après le début du partitionnement du mouvement de convergence de la plaque Australie. A l'est de 175°E, on n'observe plus ce type de séisme de subduction.

4.3.3. Séismes intraplaques de profondeur intermédiaire

Les séismes de profondeur intermédiaire se produisent à l'intérieur d'une lithosphère océanique subduite entre la fin de la zone de contact interplaque et 300 km de profondeur. De tels événements peuvent rompre toute l'épaisseur de la lithosphère océanique, ils peuvent être très destructeurs. Par exemple, le séisme de Chillán ($M_s = 7.8$) fut le plus destructeur de l'histoire du Chili alors qu'il est loin d'avoir été le plus grand (Beck *et al.*, 1998). Certains de ces événements sont compressifs, d'autres extensifs.

La Figure 17 montre une sismicité intraplaque de profondeur intermédiaire s'étendant suivant une bande parallèle à la marge du Vanuatu disparaissant à l'est de 171°E. Cette sismicité est hétérogène. Deux essaims de séismes peuvent être observés : l'un centré autour de 15°S, l'autre vers 19°S. Entre ces deux zones, la sismicité de profondeur intermédiaire est plus diffuse. Par ailleurs, la profondeur maximale observée est assez disparate. En effet, sur la Figure 7, la sismicité est répartie jusqu'à 300 km de profondeur sur la coupe verticale bleu nuit et jusqu'à 180 km sur la coupe turquoise.

4.3.4. Séismes intraplaques profonds

Les séismes profonds rencontrés dans le nord-est de la région d'étude sont des reliquats de la subduction fossile de polarité inverse du Vitiaz (Figure 4, Figure 5, Figure 17 (Louat *et al.*, 1988)). Le long de l'arc du Vanuatu, la plaque plongeante n'atteint pas des profondeurs susceptibles d'induire une sismicité profonde ($z > 300$ km).

4.3.5. Séismes intraplaques du bassin d'arrière-arc

Le Bassin Nord Fidjien est un bassin d'arrière-arc en extension, complexe, dont la déformation est distribuée. La sismicité y est diffuse et discrète. Les séismes y sont superficiels, majoritairement décrochants, générés sur les failles transformantes reliant les rides d'accrétion du bassin. Ils peuvent atteindre une magnitude de 7.5. Il est possible de distinguer plusieurs groupes de sismicité.

L'arrière-arc du segment d'Entrecasteaux est la seule zone du BNF à subir une sismicité importante compressive. Cette activité est concentrée le long de la ceinture compressive d'arrière-arc qui accommode une grande partie du mouvement de convergence.

L'essai le plus important de séismes extensifs est localisé dans la région du fossé d'arrière-arc du sud du Vanuatu (SBAT, Figure 2), aux alentours de 20°S.

Le reste de la sismicité du BNF est distribuée selon de petits essaims, majoritairement décrochants, parfois extensifs. Si certains sont concentrés au voisinage des frontières de plaques définies par Bird (2003), un grand nombre sont répartis au sein de ces différentes microplaques (voir Figure 2 et Figure 8).

De nombreux séismes se produisent au sud du BNF, à l'est du début du partitionnement de la convergence (est de 171°E). Ces événements sont un mélange entre des séismes décrochants, typique du BNF et des séismes compressifs, typiques de la zone de contact interplaque de la subduction du Vanuatu.

Les événements d'arrière-arc, s'ils sont relativement éloignés de Grande Terre, peuvent toutefois représenter une menace pour les îles de Matthew et Hunter ou pour les îles des Loyauté.

4.3.6. Séismes intra-océaniques

La sismicité localisée sur la plaque Australie, en marge des frontières de plaques est très modérée et diffuse (Figure 4 et Figure 16). C'est une sismicité superficielle difficile à caractériser en l'absence de champ de contrainte sismogénique loin de toute obstruction de type subduction. Le nombre de séismes semble s'accroître à l'approche de la marge du Vanuatu. Les séismes les plus importants atteignent une magnitude $M_w = 6$ (21 mai 1972).

Grande Terre est une île à sismicité modérée. Une partie des événements ressentis provient de la subduction du Vanuatu, distants au minimum de 250 km du sud de l'île. Les séismes locaux sont plus petits, plus rares et sont ressentis essentiellement dans la partie sud de l'île (Louat R. et Baldassari C., 1989). Ils forment une bande parallèle à la marge ouest de l'île (Régnier *et al.*, 1999) et se terminent au sud par un essaim permanent où ont été observés deux événements de magnitude intermédiaire ($m_b = 5.6$ et 5.1). Cette sismicité se produit dans un contexte extensif (Lagabrielle *et al.*, 2005). En terme de mouvement du sol, les effets de ces événements locaux peuvent être comparables à ceux dus à un séisme majeur plus lointain lié à la subduction. Ce type de sismicité locale

modérée est difficilement caractérisable, les temps de retour sont vraisemblablement importants, supérieurs aux périodes d'observation des séismes. De ce fait, les observations ne peuvent pas rendre compte de manière fiable de cette sismicité. En outre, les catalogues de sismicité historique ne semblent pas complets (Pillet R. et Pelletier B., 2004). Grande Terre est localisée à la limite entre un domaine intraocéanique de sismicité très réduite et la zone d'influence du bombement précédant la subduction.

4.3.7. Conclusion

L'île de Grande Terre et les îles voisines subissent à la fois une sismicité importante mais lointaine liée à la subduction du Vanuatu et une sismicité locale modérée.

Les îles des Loyauté sont plus proches de la subduction et particulièrement des événements intraplaques associés aux flexures de la lithosphère océanique précédant la subduction et des séismes interplaques.

Les îles à l'ouest du territoire de Nouvelle-Calédonie ne subissent que la sismicité intraocéanique très modérée.

Les îles Matthew et Hunter sont localisées dans une région très sismique, au début du phénomène de partitionnement du mouvement de convergence.

4.4. UNITES SISMOTECTONIQUES

Deux zonages ont été réalisés. Le premier concerne l'activité sismique superficielle de la région ($z < 50$ km, Figure 19), le second découpe la plaque Australie plongeante ($z > 50$ km, Figure 20).

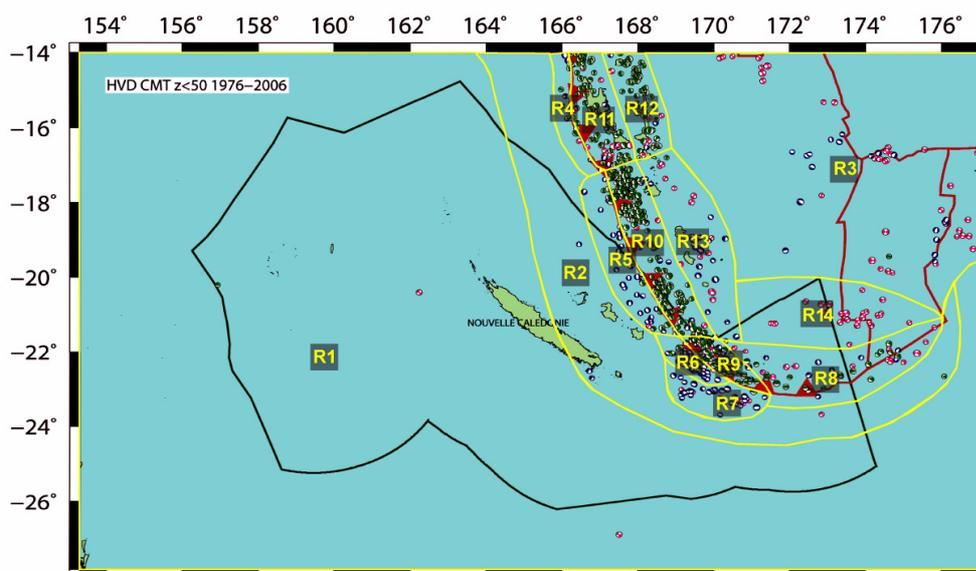


Figure 19 - Zonage superficiel

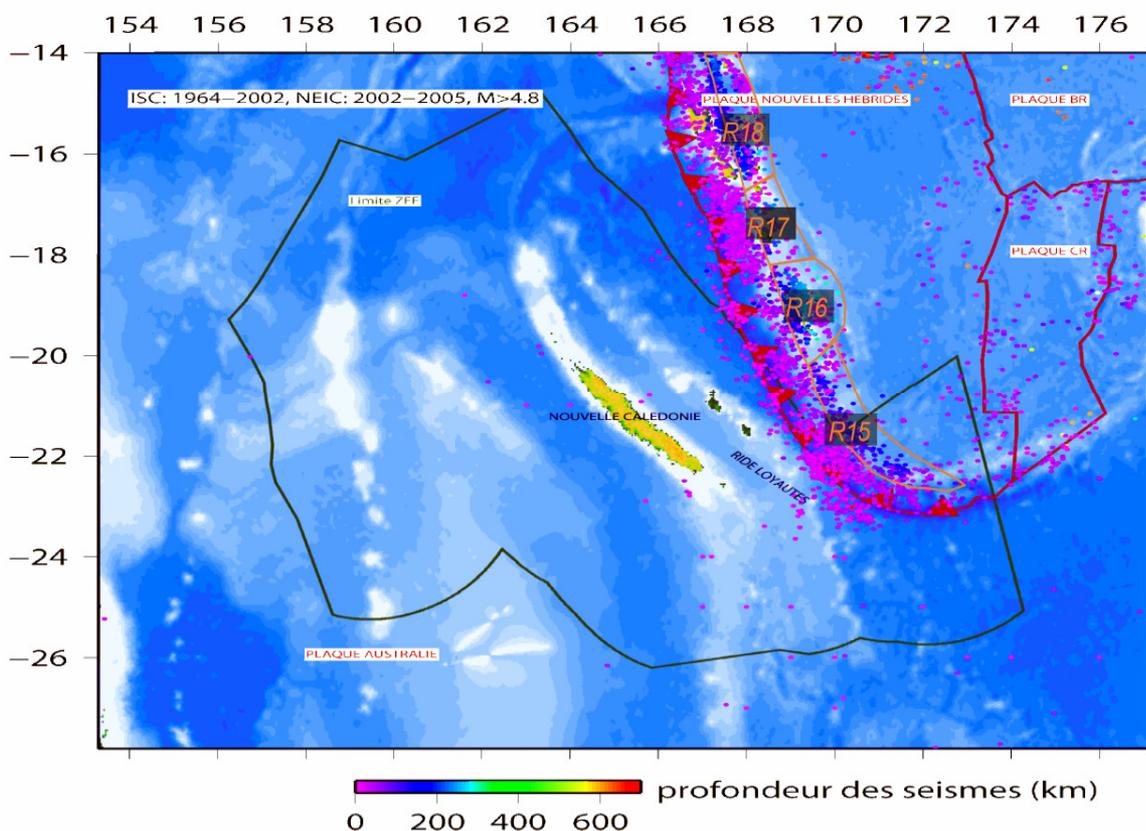


Figure 20 - Zonage en profondeur

Le zonage sismotectonique superficiel choisi prend en compte à la fois le type de sismicité majoritairement observé dans une région donnée et les segmentations de la marge. Ainsi, par exemple, les zones R4, R11 et R12 correspondent respectivement aux zones d'activité sismiques liées au bombement externe, interplaque et d'arrière-arc du segment d'Entrecasteaux (mentionné dans le Tableau 1 comme le Segment Nord). Il en va de même pour chacun des segments de la marge. Le découpage est un petit peu plus complexe au niveau de la subduction de la ride des Loyauté où il y a une forte concentration de sismicité (R6, R7, R9) avant un partitionnement du mouvement de convergence. Après le début du partitionnement, une seule zone est retenue incluant à la fois le mouvement de convergence et les mouvements décrochants (R8).

Zone sismotectonique	Région	Mécanismes
R1	intra océanique	divers
R2	Bombement Externe diffus	FN
R3	Intra Bassin Fidjien	FN, SS
R4	Bombement Externe Segment Nord	FN, FI (+profonds)
R5	Bombement Externe Segment Centre	FN, rares FI
R6	Bombement Externe collision Ride Loyauté	FN, FI (+profonds)
R7	Bombement Externe Segment sud	FN, rares SS
R8	Interplaque Segment sud	SS+FI (partitionnement), FN (arrière arc)
R9	Interplaque collision ride Loyauté	FI, rares SS
R10	Interplaque Segment centre	FI
R11	Interplaque Segment nord	FI (moins couplé que R10), quelques SS (sud)
R12	Arrière Arc Segment nord	FI, quelques SS au sud
R13	Arrière Arc Segment centre	FN, SS
R14	Arrière Arc Segment sud	SS
R15	Intra-plaque plongeante collision Ride Loyauté	divers
R16	Intra-plaque plongeante sud actif	divers
R17	Intra-plaque plongeante centre diffus	divers
R18	Intra-plaque plongeante nord actif	divers

Tableau 1 - Zones définies et mécanismes au foyer associés.

FI : faille inverse, FN : faille normale, ss : faille décrochante.

5. Approche probabiliste

5.1. ALEA PROBABILISTE ET REGLEMENTATION

Dans les années 90, à l'occasion du programme initié par l'ONU intitulé Décennie Internationale de la Prévention des Catastrophes Naturelles (DIPCN), des études de détermination de l'aléa probabiliste à l'échelle mondiale ont été lancées pour une période de retour de 475 ans. Il s'agit en particulier du projet GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program). Ce travail a en particulier permis de déterminer le niveau d'aléa pour cette région du Pacifique. Ce travail n'avait pas pour objectif d'être intégré dans une réglementation mais a été mené à titre d'information.

Depuis ces études préliminaires menées dans les années 90, des études probabilistes complètes ont été effectuées pour la France Métropolitaine et les Antilles pour le compte du MEDD. La future réglementation parasismique française établie dans le cadre des Eurocode 8 se basera sur ces études probabilistes. Les territoires français du Pacifique ne sont pas concernés pour le moment par cette réglementation. Cependant, par analogie avec ce qui a été fait pour la France métropolitaine et les Antilles, des études probabilistes actualisées sont nécessaires afin d'évaluer l'aléa sismique dans ces territoires. La présente étude demandée par le MEDD entre dans ce cadre. Elle ne revêt aucun caractère réglementaire, mais peut déboucher sur une politique de prévention parasismique dans ces régions.

5.2. CALCUL D'ALEA PROBABILISTE

5.2.1. Méthodologie et logiciel de calcul

L'évaluation d'aléa sismique par l'approche probabiliste consiste à calculer le taux annuel de dépassement d'une intensité (ou d'une accélération) en un site pour une période de retour donnée.

Dans l'approche développée par Cornell (1968), l'activité sismique est supposée aléatoire à la fois dans le temps et dans l'espace. On modélise des zones sources à l'intérieur desquelles la probabilité d'occurrence d'un séisme est la même en tout point de la zone et à tout moment. Les zones sources sont choisies sur la base de critères géologiques, tectoniques ou de données de sismicité instrumentale ou historique.

Le calcul d'aléa sismique probabiliste est effectué avec le logiciel CRISIS version 2003 développé par M. Ordaz et al. (2003) à l'Université de Mexico.

Les sources sismiques sont représentées sous forme de surfaces polygonales. Une intégration spatiale est effectuée de manière à tenir compte de toutes les positions possibles des foyers à l'intérieur de la source.

Le taux annuel de dépassement d'une accélération a pour une source i est donnée par l'expression suivante :

$$v_i(a) = \sum_j w_{ij} \int_{M_0}^{M_u} \left(-\frac{d\lambda_i(M)}{dM} \right) \Pr(A > a | M, R_{ij}) dm$$

où :

M_0 et M_u sont, respectivement, les plus petites et les plus grandes magnitudes considérées dans l'analyse ;

$\Pr(A > a | M, R_{ij})$ est la probabilité qu'une accélération dépasse la valeur a sur le site, pour une distance R_{ij} et une magnitude M . R_{ij} sont les distances entre le site et tous les sous-éléments j pris en compte pour la source i ;

w_{ij} est une pondération associée à chaque sous-élément j de la source i ($\sum_j w_{ij} = 1$).

La contribution de N sources est alors :

$$v(a) = \sum_{i=1}^N v_i(a)$$

La courbe d'aléa $v(a)$ est obtenue en faisant ces calculs pour une série discrète de valeurs de a .

5.2.2. Modèle de sismicité

Le modèle de sismicité pris en compte pour chaque zone source est un modèle statistique de Poisson : chaque séisme est indépendant des autres. Cette condition n'est respectée que si les catalogues de sismicité de référence ne contiennent pas les répliques ou précurseurs des séismes principaux.

À chaque point de la zone source est associée une probabilité identique d'occurrence d'un séisme de magnitude M fixée.

Le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M est donné par la formule suivante :

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_0}}{e^{-\beta M_u} - e^{-\beta M_0}}, \quad M_0 \leq M \leq M_u$$

où :

λ_0 est le taux annuel de séismes de magnitude supérieure à la magnitude minimale considérée M_0 ;

β est un paramètre équivalent à la pente b de la relation de Gutenberg et Richter (1944) ($\beta = b \cdot \ln(10)$) ;

M_u est la magnitude maximale possible pour cette zone source.

La densité de probabilité correspondante pour une magnitude M peut alors s'exprimer sous la forme :

$$p(M) = -\frac{d\lambda(M)}{dM} = \lambda_0 \beta \frac{e^{-\beta M}}{e^{-\beta M_u} - e^{-\beta M_0}} \quad M_0 \leq M \leq M_u$$

Les paramètres sismiques nécessaires au calcul pour chaque zone sont donc :

- les magnitudes minimales et maximales M_0 et M_u ;
- les taux annuels λ_0 de séismes de magnitude supérieure à M_0 ;
- la pente β de la relation fréquence – magnitude.

5.2.3. Interprétation probabiliste des relations d'atténuation

En général, pour une magnitude et une distance donnée, l'accélération A est une variable aléatoire qui suit une distribution log-normale avec une valeur médiane $A_{\text{médian}}(m,r)$ et un écart type du logarithme naturel σ . Un modèle d'atténuation peut donc être décrit de façon complète par une relation de la forme :

$$(1) \quad \text{Log}(A) = \text{Log}(A_{\text{médian}}(m,r)) + \varepsilon \sigma$$

Le paramètre ε décrit une fonction de probabilité gaussienne Φ caractérisée par $A_{\text{médian}}$ et l'écart-type σ :

$$(2) \quad \Phi(\varepsilon) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\varepsilon^2} \quad \text{avec } \varepsilon = \frac{\log\left(\frac{A}{A_{\text{médian}}}\right)}{\sigma}$$

La probabilité qu'une intensité A dépasse une valeur a est donnée par la relation :

$$(3) \quad \Pr(A > a | M, R) = 1 - \Phi\left[\frac{1}{\sigma} \ln \frac{a}{A_m(M, R)}\right], a \geq 0$$

Pour le calcul de cette probabilité, on tient compte de la gaussienne dans sa totalité. La prise en compte de la totalité de la distribution n'est pas réaliste, il est préférable de tronquer la gaussienne à 2 ou 3 écarts types. La probabilité est alors donnée par la relation :

$$(4) \quad \Pr(A > a | M, R) = \begin{cases} 1 - \frac{\Phi\left[\frac{1}{\sigma} \ln \frac{a}{Am(M, R)}\right]}{\Phi[K]} & 0 \leq a \leq Am(M, R)e^{K\sigma} \\ 0 & a > Am(M, R)e^{K\sigma} \end{cases}$$

où K est le nombre de déviations standards prises en compte.

Dans CRISIS 2003, les relations d'atténuations sont introduites sous forme de tables contenant :

- des valeurs Am(M,R) pour des intervalles réguliers de distances et magnitude ;
- les valeurs d'incertitudes σ de la loi log-normale ;
- le paramètre K indiquant si le calcul doit tronquer la gaussienne à $K\sigma$ ou non.

Les valeurs Am(M,R) sont interpolées à partir des tables, les probabilités $\Pr(A > a | M, R)$ sont calculées à partir de la relation (4).

Dans cette étude, on prendra $K = 3$ pour toutes les relations d'atténuation (gaussienne tronquée à 3 écarts types).

5.2.4. Procédure d'intégration spatiale dans CRISIS

Chaque source sismique est ici représentée sous forme d'une surface polygonale en 3D. La surface est définie par des points de coordonnées longitude, latitude et profondeur. La source sera subdivisée en sous-éléments de forme triangulaire dont la taille dépendra de la distance entre le sous-élément et le point de calcul de l'aléa.

Une fois partagée en sous-sources triangulaires, CRISIS assimile la sismicité associée à ce sous-élément comme une source ponctuelle. L'intégration spatiale d'une source est alors remplacée par la somme des contributions de chaque élément.

Deux paramètres permettent de limiter la subdivision de la source :

- la taille minimale du triangle (valeur par défaut 11 km) ;
- le rapport distance minimale/taille du triangle (valeur par défaut 3 km).

Autour d'un point de calcul donné, le nombre de sous-éléments sera élevé avec des surfaces petites à courte distance. La taille des sous-éléments sera de plus en plus grande lorsque la distance augmente. La Figure 21 montre un exemple de subdivision pour une source carrée et un point de calcul situé au centre de la source.

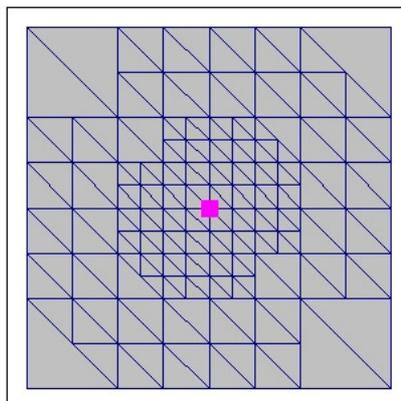


Figure 21 - Découpage des sources en sous-éléments triangulaires dans CRISIS 2003.

Pour notre étude, nous avons conservé les valeurs par défauts du programme.

5.2.5. Procédure du calcul d'aléa probabiliste

Pour aboutir à des cartes d'aléa sismique probabiliste quatre principales étapes de calcul sont nécessaires :

Étape 1 : description et délimitation spatiale de chaque zone source

À partir du contexte géodynamique et sismotectonique décrit dans les chapitres 3 et 4, 18 zones ont été définies. Les caractéristiques utilisées pour le calcul sont résumées dans le paragraphe 5.3.

Étape 2 : évaluation des caractéristiques sismiques de chaque zone source

Cette évaluation nécessite un certain nombre de traitements :

- choix des catalogues de sismicité et homogénéisation des magnitudes ;
- filtrage des répliques et précurseurs ;
- évaluation des périodes de temps pour lesquels les catalogues sont complets ;
- calculs des paramètres d'activité λ_0 et β ;

Ces traitements sont décrits dans le paragraphe 5.4.

Étape 3 : choix des modèles d'atténuation à utiliser

Une analyse des modèles est faite au paragraphe 5.5.

Étape 4 : calcul des accélérations spectrales

Les paramètres des étapes 1 à 3 sont introduits dans le logiciel de calcul. Des paramètres généraux de calculs indépendants des sources sont définis.

À l'issue du calcul, des cartes d'aléa sont produites pour chaque période spectrale et pour une période de retour de 475 ans.

Ces traitements sont décrits dans le paragraphe 5.6.

5.3. SOURCES SISMQUES

5.3.1. Délimitations des zones sources

Le zonage défini de façon détaillée au chapitre 4 comprend 14 sources superficielles et 4 sources de subduction profonde listées dans le Tableau 2 et représentées sur les Figure 22 et Figure 23.

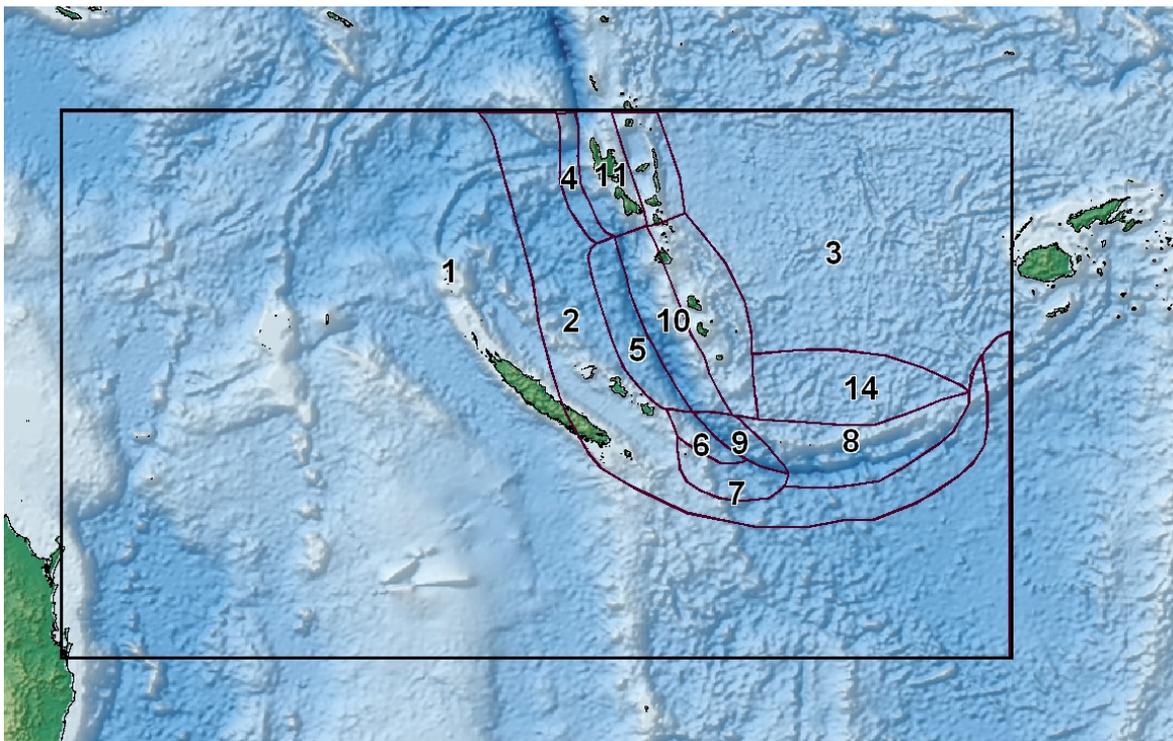


Figure 22 - Carte des zones sources superficielles.

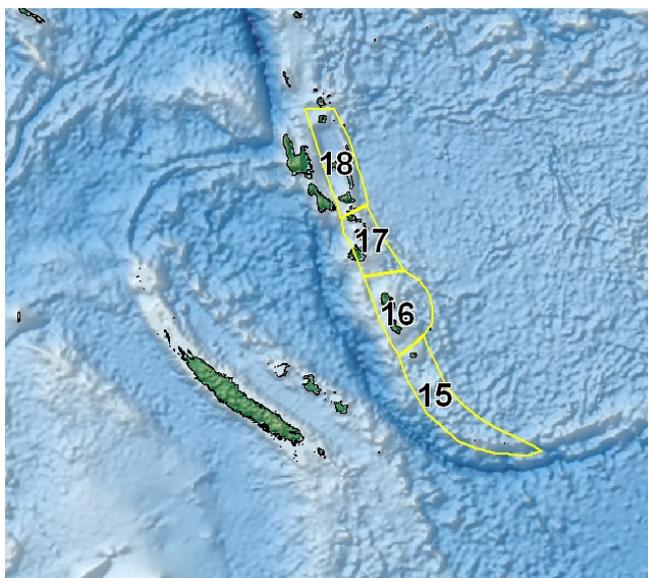


Figure 23 - Carte des zones sources de subduction profonde.

Code	Région	Superficie (km ²)	Profondeurs (km)
R1	intra océanique	2526000	10
R2	Bombement Externe diffus	286500	20
R3	Intra Bassin Fidjien	555300	25
R4	Bombement Externe Segment Nord	19610	20
R5	Bombement Externe Segment Centre	43620	20
R6	Bombement Externe collision Ride Loyauté	12300	20
R7	Bombement Externe Segment sud	26280	20
R8	Interplaque Segment sud	78470	25
R9	Interplaque collision ride Loyauté	15570	25
R10	Interplaque Segment centre	56350	25
R11	Interplaque Segment nord	42380	25
R12	Arrière Arc Segment nord	36550	20
R13	Arrière Arc Segment centre	76410	20
R14	Arrière Arc Segment sud	89710	20
R15	Intra-plaque plongeante collision Ride Loyauté	34080	50 à 200
R16	Intra-plaque plongeante sud actif	26750	50 à 300
R17	Intra-plaque plongeante centre diffus	17090	50 à 300
R18	Intra-plaque plongeante nord actif	25080	50 à-300

Tableau 2 - Superficies, profondeurs des zones sources.

L'interface de contact entre la plaque australienne et la microplaque du Bassin Nord Fidjien se situe au niveau des sources R9, R10, R11 et R12. La subduction profonde est représentée par les zones R15 à R18. La sismicité active du bombement externe précédant la fosse se répartit entre les zones R4, R5, R6 et R7. Ces zones sont bordées à l'ouest et au sud par une zone de sismicité plus diffuse (zone R2). La sismicité active à l'arrière de la subduction est répartie entre les zones R12, R13 et R14.

La zone R3 couvre la partie du Sud Bassin Nord Fidjien. Enfin la zone R1 regroupe toute la zone intraplaque australienne à l'intérieur de laquelle une sismicité faible et diffuse est possible.

5.3.2. Catalogues de sismicité

Un critère important dans une étude probabiliste est l'homogénéité du catalogue de sismicité utilisé. Dans ce but, quelques tests ont été effectués afin de déterminer le catalogue de données publiques le plus complet sur la zone étudiée. Il ressort de ces tests préliminaires qu'il s'agit du catalogue compilé par l'ISC (International Seismological Centre), qui fournit beaucoup plus d'événements, notamment de petits séismes, que les catalogues USGS/NEIC (National Earthquake Information Center) ou CMT Harvard par exemple.

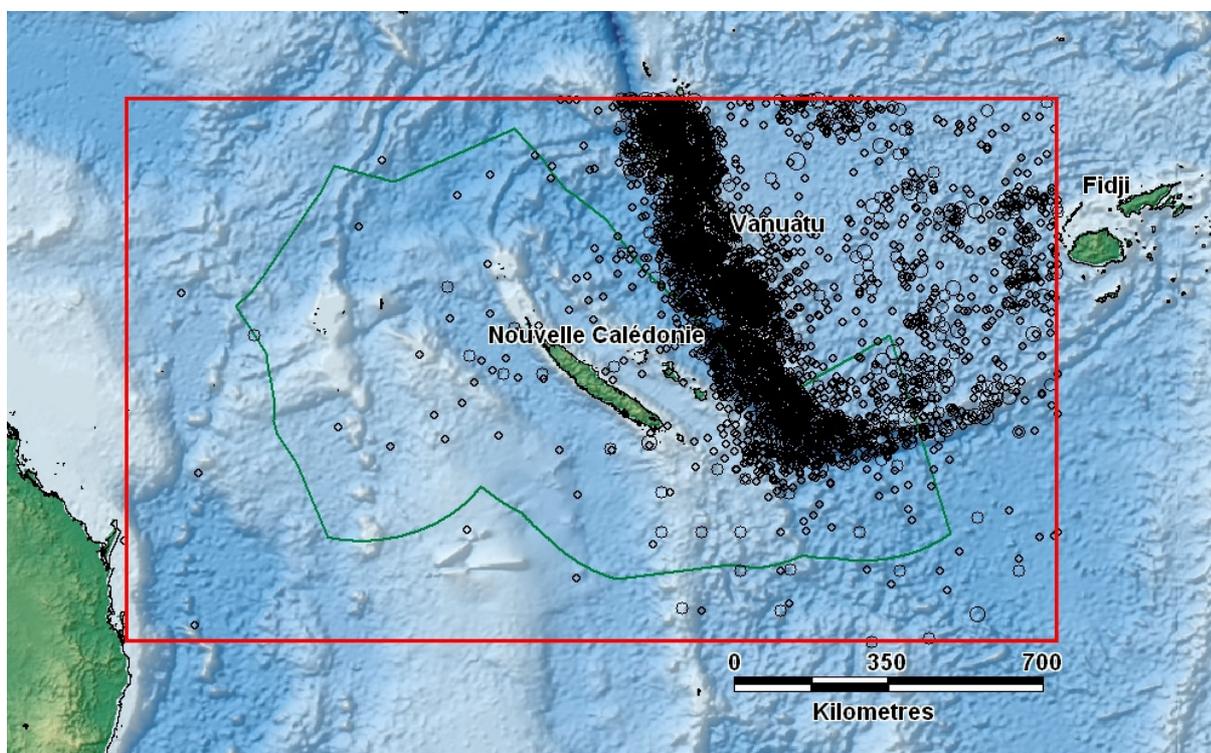


Figure 24 - Sismicité 1964-2005 à l'intérieur de la zone d'étude.

Le catalogue principal utilisé est ainsi celui de l'ISC pour les années 1964-2002. Il a été complété par le catalogue USGS/NEIC pour les années récentes de 2003 à 2005. Les données couvrent donc au final la période du 1^{er} janvier 1964 au 31 décembre 2005. Les données macrosismiques sont trop peu nombreuses pour être prises en compte sur cette région essentiellement marine. Elles ont principalement servi à contraindre la magnitude maximale.

La région couverte est située entre les latitudes 14 °S et 28 °S et les longitudes 153.5 °E et 177 °E.

Il existe également un catalogue de sismicité instrumentale de l'ISC pour la période 1903-1963 et les magnitudes $M > 6.0$. Pour la région concernée, ce catalogue contient 132 séismes de magnitude M_s entre 6.0 et 8.1. Il est cependant difficilement utilisable pour le calcul de l'activité sismique en complément du catalogue 1964-2005 :

- pour les données antérieures à 1950, les hypocentres sont trop peu précis. En outre, ces incertitudes rendent difficile le filtrage des répliques et précurseurs des événements les plus forts. On risque donc de faire une mauvaise répartition de forts séismes dans les zones sources ;
- les magnitudes de ce catalogue sont données à titre indicatif et ne sont pas validées par l'ISC. On peut difficilement évaluer leur niveau de fiabilité ;
- certains séismes sont signalés dans la bibliographie régionale de sismicité historique mais sont absents de ce catalogue de sismicité instrumentale. Ce dernier n'est probablement pas complet sur cette période.

Aussi avons-nous choisi de ne pas prendre en compte ces données pour la caractérisation de l'activité sismique des zones sources.

5.3.3. Profondeurs des sources sismiques

Les sources sismiques sont représentées sous forme de surfaces polygonales. Pour les zones superficielles, ces surfaces sont horizontales, placées à la profondeur moyenne de la sismicité attendue dans ces zones. Celles-ci sont fixées à 25 km pour la subduction interface, 20 km dans les zones sismiques actives avant arc et arrière arc, 10 km pour la sismicité intraplaque australienne (cf. Tableau 2).

CRISIS permet la représentation de la surface polygonale en 3D. La plaque plongeante peut alors être modélisée comme une surface avec des profondeurs variables simulant le pendage de la subduction.

Les coupes sur la Figure 25 ci-dessous montrent que la sismicité ne descend que jusqu'à 200 km sur la partie sud de la subduction et jusqu'à 300 km plus au nord. Les 3 coupes les plus au Sud correspondent à la zone R15 de notre modèle.

On choisira donc des profondeurs de 50 à 200 km pour la zone 15 et de 50 à 300 km pour les zones R15, R16, R17 plus au nord.

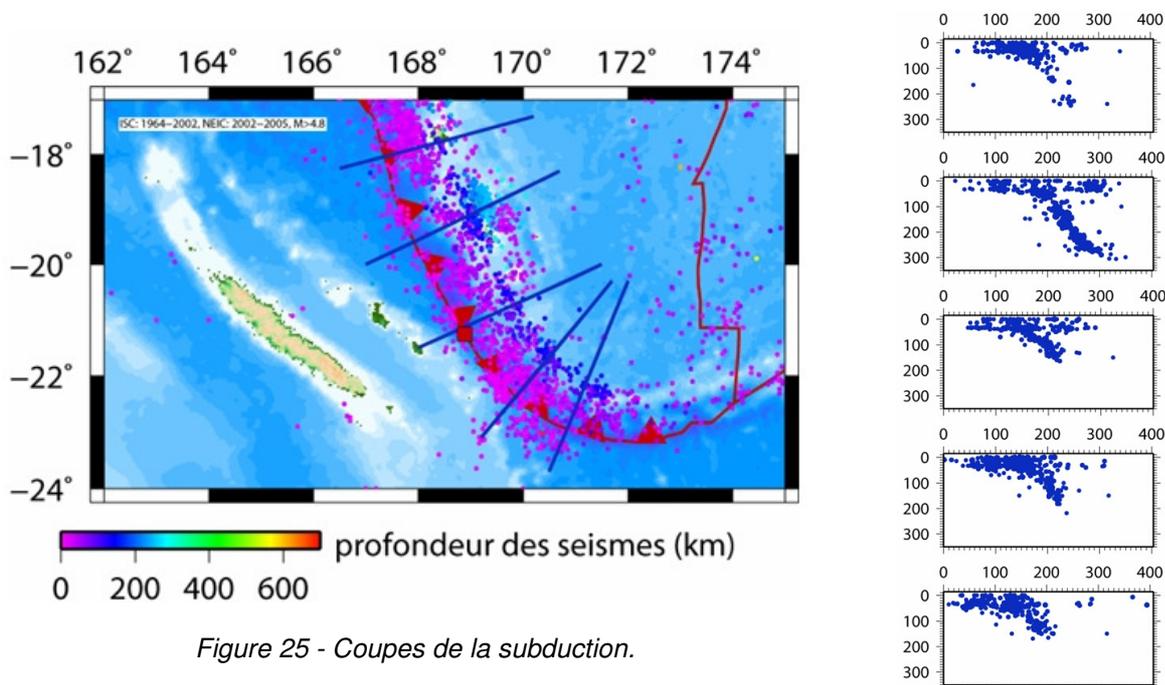


Figure 25 - Coupes de la subduction.

5.3.4. Magnitude minimale

Toutes les magnitudes exprimées ici sont données en Magnitude de moment M_w couramment utilisée par les modèles d'atténuation les plus récents.

La magnitude minimale M_0 prise en compte pour le calcul d'aléa est fixée arbitrairement. On prend généralement une magnitude suffisamment élevée pour répondre à deux critères :

- un séisme de cette magnitude peut produire des dommages légers ;
- la magnitude est au-dessus du seuil de détection des catalogues de sismicité utilisés.

On prend ici $M_0 = 5.0$ qui est une valeur standard dans les études d'aléa probabiliste.

5.3.5. Magnitudes maximales

À l'intérieur de chaque source, on détermine une magnitude M_{max} qui est supposée ne pas pouvoir être dépassée. M_{max} est obtenue en majorant la magnitude du plus fort séisme observé dans les catalogues de sismicité instrumentale et historique.

Pour les séismes les plus récents postérieurs à 1975, la magnitude de référence sera la Magnitude de moment M_w donnée par le catalogue CMT Harvard (HVD). Pour les autres, antérieurs à 1975, la référence sera prise dans les catalogues de l'ISC.

La durée d'observation est courte, particulièrement dans cette zone du Pacifique. Les observations macrosismiques sur quelques îles ne permettent pas d'avoir une information fiable sur les foyers des gros séismes antérieurs au XX^e siècle. On ne connaît que les intensités observées sur quelques îles ce qui est insuffisant pour indiquer la provenance du séisme (Subduction superficielle ou profonde, Bombement externe précédant la fosse, arrière-arc...).

La sismicité instrumentale des catalogues de l'ISC 1904-1963 est elle aussi peu précise. Par exemple, le foyer du séisme du 20 septembre 1920 (20°S, 168°E, superficiel, Ms = 8.0) n'est estimé qu'au degré près. À quelle région sismique l'associer ? Sa position le situe dans la région R5 du bombement externe. Mais il pourrait plus probablement être un séisme de subduction de la région R9. La magnitude maximale observée de la région R5 est Mw = 6.1 ou Mw = 8.0 selon qu'on tienne compte ou non de ce séisme.

Dans le Tableau 3, nous avons reporté les séismes les plus forts sur la période 1964-2005.

Code	Région	Date	Lat.	Long.	Mw	Source	Mmax1	Mmax2
R1	intra océanique	21/04/2002	-20.4	162.2	5.7	HVD	6.2	6.2
R2	Bombement Externe diffus	03/12/1990	-22.5	166.7	5.6	HVD	6.1	6.1
R3	Intra Bassin Fidjien	25/02/2000	-19.6	174.2	7.1	HVD	7.6	7.6
R4	Bombement Externe Segment Nord	28/11/1985	-14.1	166.1	6.9	HVD	7.4	7.6
R5	Bombement Externe Segment Centre	02/04/1999	-20.0	168.0	6.1	HVD	6.6	7.6
R6	Bombement Externe collision Ride Loyauté	03/01/2004	-22.4	169.7	7.1	HVD	7.6	7.6
R7	Bombement Externe Segment sud	16/05/1995	-23.1	170.0	7.7	HVD	8.2	8.2
R8	Interplaque Segment sud	03/03/1990	-22.1	175.4	7.6	HVD	8.1	8.1
R9	Interplaque collision ride Loyauté	25/10/1980	-21.8	169.8	7.4	HVD	7.9	8.1
R10	Interplaque Segment centre	02/01/2002	-17.8	167.9	7.2	HVD	7.7	8.1
R11	Interplaque Segment nord	28/12/1973	-14.6	166.8	7.5	ISC Ms=7.5	8.0	8.1
R12	Arrière Arc Segment nord	26/11/1999	-16.1	168.3	7.4	HVD	7.9	7.9
R13	Arrière Arc Segment centre	29/12/1993	-20.4	169.9	7.0	HVD	7.5	7.9
R14	Arrière Arc Segment sud	30/06/1993	-20.7	173.1	6.7	HVD	7.2	7.9
R15	Intra-plaque plongeante collision Ride Loyauté	06/07/1981	-22.3	170.1	7.5	HVD	8.0	8.0
R16	Intra-plaque plongeante sud actif	11/10/1992	-19.2	168.8	7.4	HVD	7.9	8.0
R17	Intra-plaque plongeante centre diffus	04/05/1994	-17.0	168.3	6.1	HVD	6.6	8.0
R18	Intra-plaque plongeante nord actif	27/07/1990	-15.5	167.3	7.2	HVD	7.7	8.0

Tableau 3 - Séismes les plus forts observés et magnitudes maximales.

Pour compenser le manque d'observation et se prémunir de la possibilité que des séismes plus forts que ceux actuellement connus puissent survenir, on prend **Mmax = Mmax observé + 0.5**. Cette valeur est reportée dans la colonne Mmax1 du Tableau 3.

Même avec cette majoration, Mmax paraît sous-estimée pour certaines zones sources. Ainsi, la zone R5 de bombement avant-arc située face aux îles Loyauté a une magnitude maximale de 6.6 anormalement basse et beaucoup plus faible que les régions de bombement adjacentes R4 et R6.

Il en est de même dans d'autres régions comme par exemple la zone R17 : subduction profonde entre 50 et 300 km où Mmax est évalué à 6.6 alors que des magnitudes jusqu'à 8.0 pourraient être envisageables dans un tel contexte.

La forte hétérogénéité des magnitudes maximales, même dans des contextes tectoniques proches, nous montre que ce paramètre est certainement très peu contraint. Pour éviter des sous-estimations possibles de l'aléa lié à ce paramètre, nous avons choisi de regrouper les zones sources par type structural pour fixer la magnitude maximale.

Par exemple, la magnitude maximale observée pour les sources de subduction interface est $M_w = 7.6$ dans la zone R8. La magnitude maximale est majorée à $M_w = 7.6 + 0.5 = 8.1$. Cette magnitude maximale 8.1 sera choisie pour l'ensemble des sources de subduction superficielle (zones R8, R9, R10 et R11). Les magnitudes maximales sélectionnées pour le calcul sont reportées dans la dernière colonne Mmax2 du Tableau 3.

5.4. ACTIVITE SISMIQUE DES ZONES SOURCES

5.4.1. Uniformisation des magnitudes

Les catalogues peuvent contenir des magnitudes m_b , M_s ou M_w . Elles ont toutes été converties en Magnitude de moment M_w en utilisant les relations suivantes issues d'une étude de l'université de Stanford (Lamarre *et al.*, 1988) :

Conversion $M_s \rightarrow M_w$

$M_w = 0.7 M_s + 1.8$ pour $M_s \leq 6$

$M_w = M_s$ pour M_s compris entre 6.0 et 8.0

$M_w = 8.5$ si $M_s \geq 8.0$ (aucun cas observé ici)

Conversion $m_b \rightarrow M_w$

$M_w = m_b$ si $m_b \leq 5.0$

$M_w = (m_b - 5.0) / 0.6 + 5.0$ pour m_b compris entre 5.0 et 6.2

Pour $m_b \geq 6.2$, M_w est recherchée par la valeur M_w calculée par Harvard ou NEIC.

Dans le cas des événements pour lesquels plusieurs magnitudes sont disponibles, des ordres de priorité ont été utilisés selon les gammes de magnitude considérées. Par

exemple, pour un événement dont le catalogue ISC fournit une magnitude principale m_b et une magnitude secondaire M_s , la magnitude M_w est obtenue par conversion de la magnitude m_b si cette dernière est inférieure à 6.0 et à partir de la magnitude M_s dans le cas contraire. La magnitude M_w ainsi obtenue par conversion peut être différente de celle mentionnée dans le catalogue CMT Harvard.

Pour les séismes les plus importants, la magnitude M_w obtenue par conversion d'une autre magnitude (M_s ou m_b) a été remplacée par la valeur M_w du catalogue CMT Harvard. Cette opération a en particulier été effectuée pour tous les séismes dont la magnitude M_w (CMT Harvard) est supérieure à 7.0 et pour tous les séismes du catalogue ISC dont la magnitude m_b est supérieure à 6.2.

Pour l'évaluation de la magnitude maximale dans chaque zone, la référence sera prioritairement la magnitude M_w de CMT Harvard, et si non disponible, celle du catalogue de l'ISC.

5.4.2. Filtrage des précurseurs et répliques

Une des hypothèses de calcul de l'aléa probabiliste est que la sismicité suit une loi statistique de Poisson. Dans une zone sismique donnée, les séismes sont indépendants les uns des autres et se répartissent spatialement de façon aléatoire.

Il est donc nécessaire d'éliminer du catalogue les répliques et les précurseurs des séismes.

Il existe pour cela différents algorithmes de filtrage :

- algorithme de Reasenberg (1985) ;
- algorithme de Grünthal (1985) ;
- algorithme de Gardner et Knopoff (1974) ;
- algorithme d'Uhrhammer (1986).

Ces différents algorithmes ont été appliqués au catalogue de sismicité à l'aide du logiciel Zmap (version 6.0) développé par l'ETH Zürich.

La méthode de Reasenberg (1985) est basée sur un algorithme qui permet de séparer sismicité dépendante et indépendante. Plusieurs paramètres permettent de définir les groupes d'événements dépendants ou 'clusters'. Ces paramètres ont été calibrés par défaut sur des données californiennes. Une étude de sensibilité sur ces paramètres a montré que dans le cadre de cette étude les deux paramètres qui avaient la plus grande importance sur le résultat sont les marges d'erreurs que l'on attribue sur la détermination de la localisation et de la profondeur des événements. Ces valeurs ont été choisies respectivement à 25 km et 15 km pour cette étude.

Cet algorithme permet ainsi de retenir 19 049 sur 24 187 événements.

Les trois autres méthodes utilisent des fenêtres spatiales et temporelles prédéfinies. La taille « spatiale » de ces fenêtres est liée au temps par une fonction prédéfinie. Tous les séismes situés à l'intérieur d'une fenêtre spatiale pour un événement donné et dans une fenêtre temporelle dépendante de la fenêtre spatiale sont considérés comme appartenant au même 'cluster' et seul l'événement principal est alors conservé. Les relations entre les fenêtres spatiales et temporelles ont été définies par défaut pour des catalogues de séismes californiens (Gardner et Knopoff) et européens (Grünthal et Uhrhammer). On obtient des résultats assez variables selon les algorithmes utilisés : avec l'algorithme de Gardner et Knopoff, 8 101 données sont conservées sur 24 187 ; avec l'algorithme de Grünthal, 5 016 données sont conservées sur 24 187 ; avec l'algorithme d'Uhrhammer, 15 039 données sont conservées sur 24 187.

Cependant, pour une région de subduction aussi active que cette région du Pacifique trop d'événements sont considérés comme dépendants par rapport au contexte européen. La taille des fenêtres spatiales et temporelles a donc été réduite de moitié avec l'algorithme de Grünthal (1985), selon la procédure utilisée dans l'étude d'aléa probabiliste de Vanuatu de Suckale *et al.*, 2005.

Avec ces nouveaux paramètres, 12 403 événements sont conservés sur 24 187 soit 51 % des données. Ceci correspond bien aux résultats de Reasenberg pour la Californie (58 % d'événements à conserver) et aux observations qui indiquent généralement une proportion de 50 à 60 % d'événements principaux à conserver. Ce chiffre des événements à conserver inclut tous les événements indépendants ainsi que l'événement principal de chaque cluster identifié.

5.4.3. Classes de magnitudes pour lesquels le catalogue est complet

L'évaluation est effectuée sur le catalogue filtré des répliques et précurseurs. Pour une classe de magnitude donnée, on représente sur un graphique le nombre cumulé d'événements sismiques en fonction de la date. La classe de magnitude est estimée complète si la courbe ainsi obtenue a une pente approximativement constante. Les résultats sont représentés sur le Tableau 4 et la Figure 26. L'évaluation est faite de façon globale sans distinction des zones sources.

Classe de magnitude de moment	Complet depuis
4.0-4.2	1995
4.3-4.5	1995
4.6-4.8	1980
4.9-5.1	1964
5.2-5.4	1964
> = 5.5	1964

Tableau 4 - Classes de magnitude et dates à partir desquelles le catalogue est considéré complet.

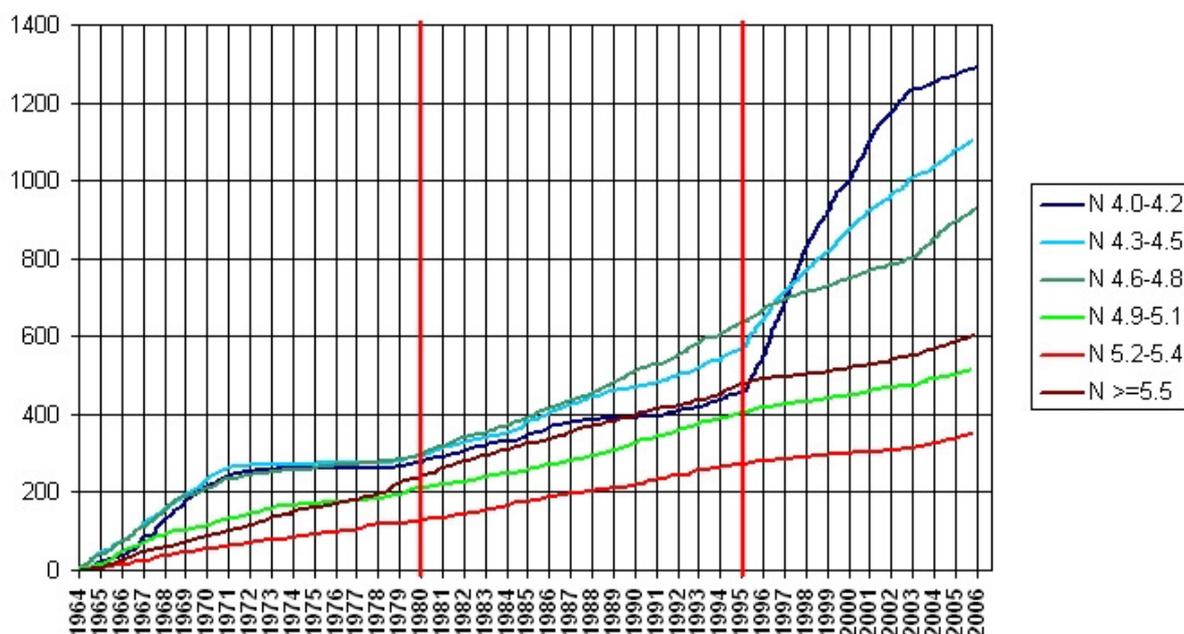


Figure 26 - Nombre cumulé de séismes par classe de magnitude.

Le catalogue est estimé complet depuis 1964 pour les magnitudes supérieures ou égales à 4.9. Pour la classe 4.6-4.8, la courbe présente un niveau plat entre 1971 et 1980 ; elle est donc estimée complète qu'à partir de 1980. Pour les magnitudes entre 4.0 et 4.5, la rupture de pente est très nette à partir de 1995.

5.4.4. Caractérisation des paramètres d'activité sismique

Dans chaque zone source, la sismicité peut être caractérisée par la relation fréquence magnitude de Gutenberg et Richter (1944) :

Log N = a - bM où N est le nombre de séismes de magnitude supérieure ou égale M.

Pour le calcul de l'aléa probabiliste nous utilisons plutôt les paramètres $v(M)$ et β qui sont liés aux paramètres a et b par la relation suivante :

$$v(M) = \exp(\alpha - \beta M) = 10^{a-bM}$$

$v(M)$ représente le taux annuel de séismes de magnitude supérieure ou égale à M et

$$\beta = b \times \ln(10)$$

Le calcul des paramètres de sismicité sera effectué en utilisant la méthode de Weichert (1980). C'est une méthode de maximum de vraisemblance, issue d'une

généralisation des méthodes de Aki (1965) et Utsu (1965) et capable de gérer des taux calculés sur des périodes de temps qui varient avec la magnitude.

Les résultats sont présentés dans le Tableau 5 et en annexe 2.

Code	Région	Superficie (km ²)	β	err β	b	Err b	v(5)	err v	v(5)/km ²	nb
R1	intra océanique	2526000	2.39	0.24	1.04	0.10	0.39	0.04	1.55E-07	78
R2	Bombement Externe diffus	286500	3.11	0.32	1.35	0.14	0.16	0.02	5.42E-07	58
R3	Intra Bassin Fidjien	555300	2.31	0.10	1.00	0.04	1.77	0.10	3.18E-06	331
R4	Bombement Externe Segment Nord	19610	2.02	0.33	0.88	0.14	0.20	0.04	9.99E-06	29
R5	Bombement Externe Segment Centre	43620	1.82	0.15	0.79	0.06	1.22	0.10	2.81E-05	154
R6	Bombement Externe collision Ride Loyauté	12300	1.44	0.20	0.62	0.09	0.52	0.07	4.22E-05	50
R7	Bombement Externe Segment sud	26280	2.34	0.18	1.02	0.08	0.58	0.06	2.19E-05	111
R8	Interplaque Segment sud	78470	1.80	0.13	0.78	0.06	1.22	0.10	1.55E-05	153
R9	Interplaque collision ride Loyauté	15570	1.37	0.12	0.60	0.05	1.47	0.13	9.42E-05	135
R10	Interplaque Segment centre	56350	1.57	0.07	0.68	0.03	4.26	0.20	7.56E-05	453
R11	Interplaque Segment nord	42380	1.51	0.09	0.66	0.04	2.40	0.15	5.67E-05	245
R12	Arrière Arc Segment nord	36550	1.46	0.12	0.63	0.05	1.53	0.13	4.19E-05	150
R13	Arrière Arc Segment centre	76410	1.87	0.12	0.81	0.05	1.36	0.10	1.78E-05	180
R14	Arrière Arc Segment sud	89710	1.92	0.18	0.83	0.08	0.76	0.08	8.53E-06	104
R15	Intra-plaque plongeante collision Ride Loyauté	34080	1.38	0.10	0.60	0.04	2.13	0.15	6.24E-05	197
R16	Intra-plaque plongeante sud actif	26750	1.72	0.10	0.75	0.05	1.99	0.13	7.42E-05	234
R17	Intra-plaque plongeante centre diffus	17090	1.76	0.24	0.76	0.11	0.39	0.06	2.267E-05	47
R18	Intra-plaque plongeante nord actif	25080	1.58	0.11	0.69	0.05	1.81	0.13	7.20E-05	193

Tableau 5 - Paramètres d'activité sismique des zones sources.

v(5) représente le taux annuel de séismes dont la magnitude est supérieure ou égale à 5. v(5)/km² est le taux annuel par unité de surface.

Le nombre de séismes utilisés pour la détermination des paramètres caractérisant l'activité sismique pour chaque zone est donné dans la colonne nb. Ce nombre varie de 29 à 453. Les incertitudes sur β et ν sont dans l'ensemble inférieures à 10 %. Le maximum est de l'ordre de 18 % dans la région R4. La zone étant relativement éloignée des sites de calcul, cette incertitude plus forte n'aura pas d'influence sur le résultat final.

L'activité sismique la plus forte se situe dans la région R9 : subduction interplaque au niveau de la collision avec la ride des Loyauté. L'activité sismique la plus faible est dans la région R1 : zone océanique intraplaque australienne (600 fois moins élevée que dans la région R9).

La pente b varie entre 0.60 et 0.78 dans les zones de subduction interface ou intraplaque plongeante. Dans les zones « arrière arc », b a des valeurs similaires à la subduction entre 0.63 et 0.83. Dans les zones actives de bombement externe, b est plus variable entre 0.62 et 1.35. Le minimum 0.62 correspond à la zone de collision de la ride Loyauté (R6), le maximum 1.35 à la zone de sismicité diffuse R2 de la bordure ouest du bombement externe.

5.5. RELATIONS D'ATTENUATION DES MOUVEMENTS SISMIQUES

Il n'existe pas de modèle d'atténuation régional spécifique pour les régions du Vanuatu – Fidji et Tonga.

Dans la zone Ouest-Pacifique des modèles ont été développés pour la Nouvelle-Zélande dont les plus récents sont décrits par Zao *et al.* (1997) et McVerry *et al.* (2006). Cependant, leur validité pour les zones actives de la subduction du Vanuatu n'a jamais été testée.

Pour l'aléa probabiliste de Vanuatu, Suckale *et al.* (2005) utilisent 4 modèles généraux appliqués à toutes les zones sources quel que soit le contexte tectonique, dans une approche de type arbre logique :

- les modèles de subduction de Youngs *et al.* (1997) et de Crouse (1991) ;
- les modèles Takahashi *et al.* (2000) et Lussou *et al.* (2001) établis à partir de données japonaises.

Ces deux derniers ne sont cependant applicables qu'à des profondeurs superficielles. De plus, ils prédisent des accélérations horizontales maximales du sol (pga) beaucoup moins élevées que les deux premiers modèles.

5.5.1. Modèles pour la subduction

Un des modèles d'atténuation les plus classiques utilisé pour la subduction est le modèle d'Youngs *et al.* (1997). Il utilise deux relations distinctes pour les séismes interplaque ou intraplaque plongeante. L'écart type associé à la loi log-normale est

relativement fort. Le domaine de validité en magnitude est compris entre $M_w = 5$ et $M_w = 8,2$.

Le modèle le plus récent est celui d'Atkinson et Boore (2003). Il a été élaboré à partir d'une base de données de mouvements forts plus étendue, intégrant les données compilées par Crouse *et al.* (1991) et rajoutant des données supplémentaires provenant des régions Cascadia, Japon, Mexique et Amérique Centrale. Comme Youngs *et al.* (1997), le modèle utilise deux relations distinctes pour les séismes interplaques ou « in-slab ». Le domaine de validité du modèle est large, pour des magnitudes M_w de 5 à 8.5 et des distances de plusieurs centaines de kilomètres. Le modèle impose une profondeur fixée à 100 km pour les événements les plus profonds. La distance prise en compte est la plus courte distance à la surface de faille. Il existerait des différences importantes d'amplitude de mouvements d'une région à une autre. Pour en tenir compte, Atkinson et Boore (2003) ont appliqué à leur modèle des facteurs de correction régionaux pour le Japon et Cascadia. Ainsi, un séisme de magnitude 7.0 à 150 km de distance situé à une profondeur de 100 km produirait une accélération horizontale maximale du sol (pga) moyenne de 51 mg à Cascadia, 115 mg au Japon, 88 mg pour le modèle général.

Pour cette étude, nous avons comparé les courbes d'atténuation des modèles d'Youngs *et al.* (1997) et d'Atkinson et Boore (2003) sans facteur de correction régional.

Les Figure 27 et Figure 28 montrent ces courbes pour des magnitudes 6, 7 et 8.

En interplaque, le modèle Atkinson et Boore (2003) donne des valeurs de pga beaucoup plus faibles qu'avec celui de Youngs *et al.* (1997) pour les magnitudes autour de 6 ou moins. Pour les magnitudes 8, Atkinson et Boore (2003) et Youngs *et al.* (1997) donnent des valeurs à peu près similaires au-delà de 100 km. Atkinson et Boore (2003) est plus atténué à courtes distances.

En intraplaque plongeante, le modèle Atkinson et Boore (2003) donne des valeurs beaucoup plus élevées que Youngs *et al.* (1997) entre 100 et 300 km de distance. L'atténuation avec la distance est plus élevée avec Atkinson et Boore (2003).

La prise en compte des écarts types de ces modèles va accentuer les différences. Atkinson et Boore (2003) est une loi log-normale avec un écart type faible de 0.25 à 0.3. Youngs *et al.* (1997) présente des écarts types de 0.65 à 0.8. Les valeurs d'accélération calculées à un ou plusieurs écarts types au-delà de la valeur médiane seront beaucoup plus élevées pour Youngs *et al.* (1997). Le choix de l'un ou l'autre des modèles va fortement influencer sur le calcul d'aléa.

Bien que généraliste, le modèle d'Atkinson et Boore (2003) nécessite un facteur de correction régional pour caler les niveaux d'accélération. Or, ce facteur de correction régional n'est pas connu pour cette zone du Pacifique Sud.

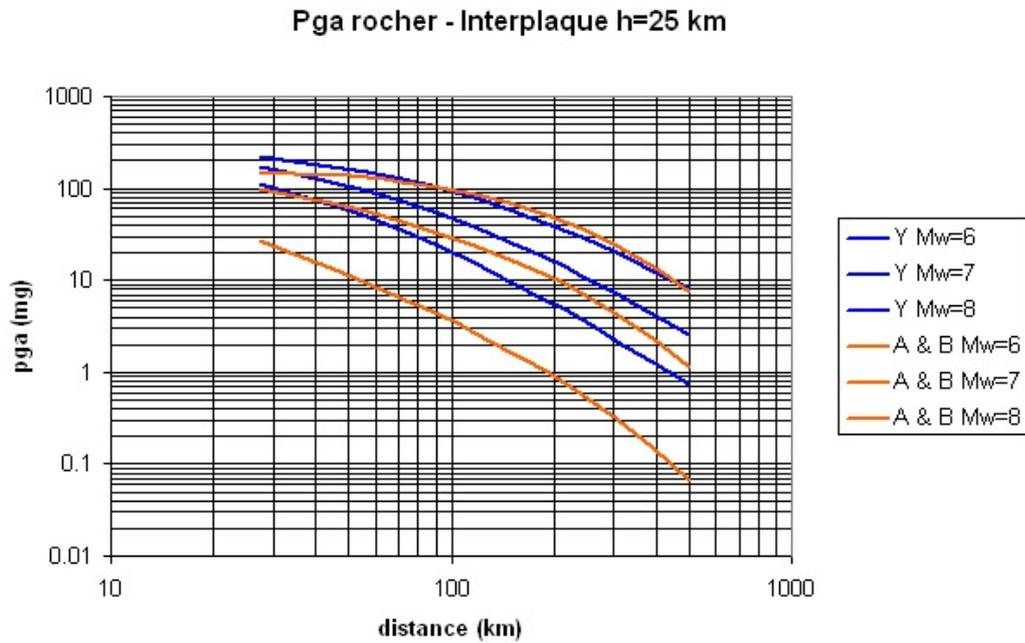


Figure 27 - Accélération horizontale maximale du sol (pga) au rocher pour subduction interplaque à 25 km de profondeur, modèles d'Youngs et al. (1997) et Atkinson et Boore (2003).

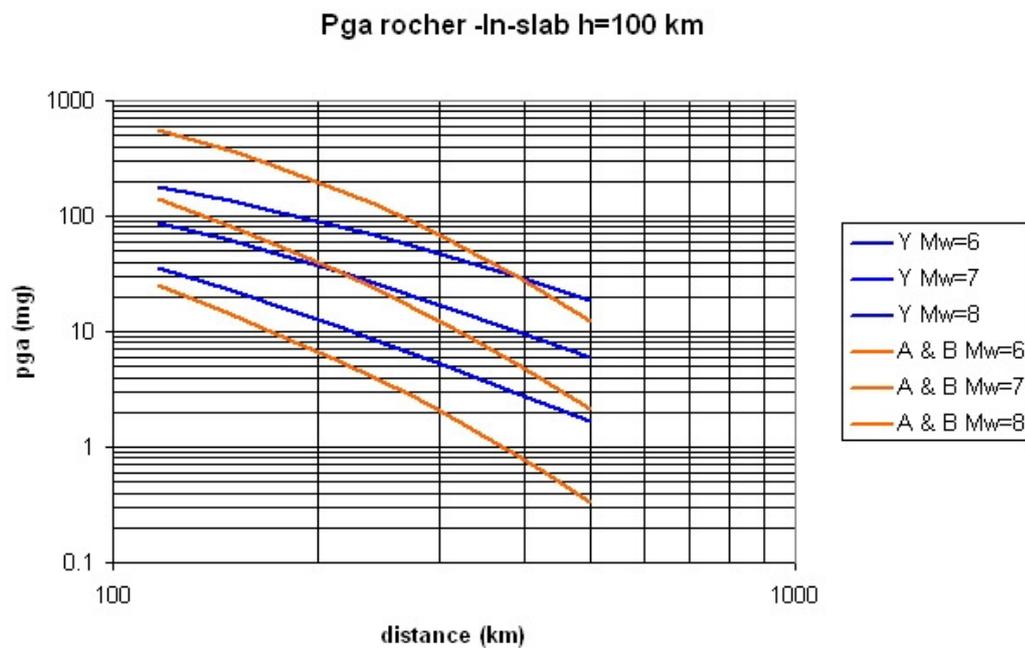


Figure 28 - Accélération horizontale maximale du sol (pga) au rocher pour subduction intraplaque profonde à 100 km de profondeur, modèles d'Youngs et al. (1997) et Atkinson et Boore (2003).

Il n'y a actuellement pas d'argument permettant de choisir quel modèle est plus adapté. Youngs *et al.* (1997) restant pour l'instant le modèle général le plus utilisé pour la subduction, c'est celui que nous avons choisi pour cette étude.

5.5.2. Modèles pour les zones actives superficielles

Pour les zones actives superficielles de nombreux modèles ont été proposés, les plus couramment utilisés étant élaborés à partir de données d'Amérique du Nord ou d'Europe et Moyen-Orient. Nous avons comparé ici les modèles Sadigh *et al.* (1997) et Ambraseys *et al.* (2005) développés à partir de données de zones actives superficielles d'Europe et du Moyen-Orient (Figure 29). À courte distance, le modèle Ambraseys *et al.* (2005) donne des valeurs d'accélération horizontale maximale du sol (pga) comparables à Sadigh *et al.* (1997). L'atténuation avec la distance est cependant moins forte pour le modèle Ambraseys *et al.* (2005).

Là encore, il peut y avoir de fortes variations d'un modèle à l'autre particulièrement au-delà de 100 km. Nous avons ici choisi arbitrairement le modèle Sadigh *et al.* (1997).

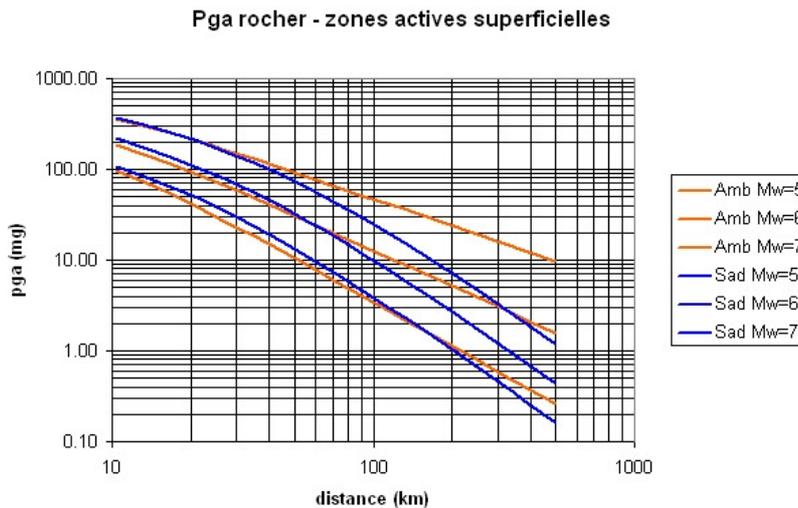


Figure 29 - Accélération horizontale maximale du sol (pga) au rocher pour les zones actives superficielles, modèles d'Ambraseys *et al.* (2005) et de Sadigh *et al.* (1997).

5.6. CALCUL DES ACCELERATIONS SPECTRALES

5.6.1. Paramètres généraux du calcul

Le calcul est effectué sur une grille de points espacés de 0.2° à l'intérieur d'un polygone limitant la Zone Economique de Nouvelle-Calédonie et dépendance (surface de 1 390 000 km²)

Six périodes sont prises en considération : pga ($T = 0$ s), 0.1 s, 0.2 s, 0.4 s, 1 s et 2 s.

La distance maximale de prise en compte des sources sismiques est fixée à une valeur par défaut de 500 km. En effet, les courbes d'atténuation présentées au paragraphe 5.5 montrent que même pour une magnitude 8, les accélérations maximales du sol n'excèdent pas 10 à 20 mg. Il en est de même pour les périodes spectrales entre 0.1 et 2 s.

Les valeurs d'accélération spectrales horizontales sont données pour une période de retour égale à 475 ans, c'est-à-dire que la probabilité qu'elle soit dépassée en 50 ans est de 10 %.

5.6.2. Cartes des accélérations spectrales

Des cartes d'aléa pour chaque période spectrale ont été tracées avec des courbes d'iso-accélérations tracées tous les 10 mg jusqu'à 300 mg, puis avec un espacement plus large de 20 mg au-dessus de 300 mg. Un exemple de la carte pour l'accélération PGA en taille réduite est illustré en Figure 30. Les cartes sont reproduites en annexe 3.

Les niveaux d'aléa croissants sont représentés par des couleurs allant du jaune au mauve. Un aléa très faible en dessous de 70 mg est représenté en jaune clair ; un aléa faible entre 70 et 110 mg en orange clair, un aléa modéré entre 110 et 160 mg en orange foncé, un aléa moyen entre 160 et 300 mg en rouge, enfin un aléa fort au-dessus de 300 mg en mauve. Ces définitions de niveau et leurs limites en accélérations du sol sont inspirées de la carte d'aléa sismique de la France proposée en 2005 par le Groupe d'Etude et de Proposition pour la Prévention du risque sismique (GEPP).

Le niveau est très faible pour les îles Chesterfields à l'Ouest de la Nouvelle-Calédonie et pour les îles au Nord de l'île Belep à l'île Huon.

Sur la Grande Terre, l'accélération atteint 100 mg à l'extrémité sud-est et diminue progressivement vers le nord-ouest jusqu'à 30 mg vers Poum. À Nouméa, l'accélération horizontale maximale du sol (pga) est autour de 70-75 mg.

Les îles Loyauté sont beaucoup plus exposées que la Grande Terre. De plus, l'accélération varie beaucoup plus fortement avec la distance. L'accélération est entre 200 et 300 mg à Maré, entre 150 et 200 mg à Lifou, enfin de 110 à 130 mg à Ouvéa.

L'île des Pins a un niveau d'accélération identique similaire à Ouvéa.

Les îlots Matthew et Hunter situés à proximité de la zone de subduction ont un niveau d'aléa très élevé entre 500 et 600 mg.

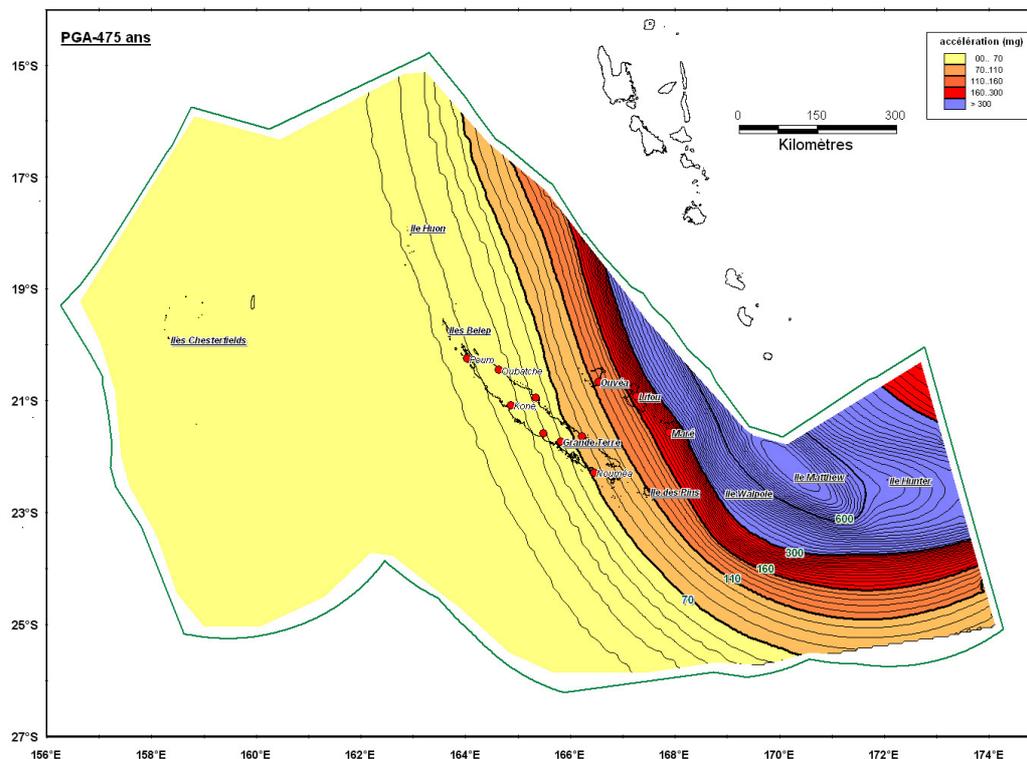


Figure 30 - Isovaleurs de l'accélération horizontale maximale du sol en mg pour une période de retour de 475 ans.

5.6.3. Tests de sensibilité aux paramètres

Des choix arbitraires ont été effectués pour les modèles d'atténuation à utiliser et l'évaluation de la magnitude maximale dans chaque zone. Pour évaluer la sensibilité du résultat à ces paramètres, une série de tests a été effectuée sur 2 sites : **Nouméa (166.45°E, 22.27°S)**, ville principale du territoire et **Wé (167.27°E, 20.90°S) sur l'île de Lifou (îles Loyauté)**, une des îles habitées parmi les plus proches des zones sismiques actives.

Test 1 : Magnitudes maximales

Les résultats des tests sont représentés dans le Tableau 6.

Test	Description	Nouméa PGA (mg) 475 ans	Wé PGA (mg) 475 ans
Réf. :	Mmax calculé avec regroupement de zones	72.4	181.5
1	Mmax calculé séparément pour chaque zone	68.5	151.1
2	Mmax= 6.6 dans la zone 5	72.4	166.7
3	Mmax= 8.0 dans la zone 5	72.5	193.1

Tableau 6 - PGA au rocher à Nouméa et Wé lors des tests de sensibilité à la magnitude maximale.

La référence est le résultat final de cette étude pour laquelle nous avons choisi de faire des regroupements de zones pour la détermination de la magnitude maximale des sources.

La première comparaison consiste à regarder ce qu'on aurait obtenu si on n'avait pas fait de regroupement de zones. M_{max} est la magnitude maximale observée dans chaque zone majorée de 0.5. Il y a peu de différences sur le site de Nouméa. L'aléa est diminué de 30 mg sur le site de Wé aux îles Loyauté (Tableau 6, test 1).

Pour la zone R5 (zone active de bombement externe située en face des îles Loyauté), la magnitude maximale observée est particulièrement faible : $M_w = 6.1$, ce qui donnerait pour cette zone $M_{max} = 6.6$. Les tests 2 et 3 consistent à faire varier uniquement la magnitude maximale de la zone R5. Dans le test 2, $M_{max} = 6.6$ dans le test 3 $M_{max} = 8.0$. L'aléa à Nouméa reste inchangé. Par contre à Wé, l'accélération PGA peut varier de 151 à 193 mg, selon la valeur maximale choisie.

La magnitude maximale n'est pas un paramètre sensible à Nouméa. Par contre, aux îles Loyauté, les accélérations calculées peuvent varier de 25 à 30 % selon la valeur de M_{max} choisie dans la zone active la plus proche.

Test 2 : Relations d'atténuation

Les résultats des tests sont représentés dans le Tableau 7.

Test	Description	Nouméa PGA (mg) 475 ans	Wé PGA (mg) 475 ans
Ref :	Loi Sadigh <i>et al.</i> (1997) pour sources actives superficielles. Modèle Youngs <i>et al.</i> (1997) pour zones de subduction superficielles et profondes	72.4	181.5
1	Modèle Sadigh <i>et al.</i> (1997) pour sources actives superficielles. Modèle Atkinson et Boore (2003) pour zones de subduction superficielles et profondes	33.3	124.7
2	Modèle Ambraseys <i>et al.</i> (2005) pour sources actives superficielles. Modèle Youngs <i>et al.</i> (1997) pour zones de subduction superficielles et profondes	69.5	167.4

Tableau 7 - Accélérations horizontales maximales du sol (pga) au rocher à Nouméa et Wé lors de tests de sensibilité aux relations d'atténuation.

Le calcul utilise 2 modèles d'atténuations, l'un pour les sources de subduction, l'autre pour les autres sources.

Dans le test 1, le modèle de subduction a été remplacé par celui d'Atkinson et Boore (2003). L'accélération horizontale maximale du sol (pga) est alors beaucoup plus faible sur les 2 sites.

Dans le test 2, le modèle pour les sources autres que subduction a été remplacé par celui d'Ambraseys *et al.* (2005). Le résultat est peu différent sur les deux sites, un peu plus faible cependant avec le modèle d'Ambraseys *et al.* (2005).

L'utilisation de l'un ou l'autre des modèles Ambraseys et al. (2005) et Sadigh et al. (1997) ne va pas entraîner de fortes différences dans le calcul d'accélération horizontale maximale du sol (pga) (Lignes Réf. et 2 du Tableau 7). Par contre, le choix du modèle de subduction va fortement influencer sur l'évaluation d'aléa (lignes Réf. et 1 du Tableau 7).

Pour Nouméa, les zones de subduction sont à 300 km ou plus. L'activité sismique de ces zones rend possible un séisme de magnitude $M_w = 8.0$ dans la période de retour de 475 ans. L'accélération médiane théorique d'une magnitude 8.0 à 300 km de distance pour une profondeur de 25 km est peu différente pour l'un ou l'autre des modèles (environ 19 mg pour Youngs *et al.* (1997), 23 mg pour Atkinson et Boore (2003). La grosse différence vient de l'écart type sur le modèle d'atténuation : $\sigma = 0.65$ dans le premier cas, 0.23 dans le second cas.

Ainsi, pour une accélération médiane de 20 mg, Youngs *et al.* (1997) donne une accélération de 140 mg à 3 écarts types au-dessus de la valeur médiane, Atkinson et Boore (2003) donne une accélération de 40 mg à trois écarts types. Dans le premier cas, l'accélération est multipliée par 7, dans l'autre elle est doublée !

Sur ces zones très actives où une magnitude 8.0 est possible tous les 40-60 ans, la probabilité qu'une de ces magnitudes produise une accélération au-delà d'un ou deux écarts types au-dessus de la valeur médiane n'est pas négligeable pour 475 ans de période de retour.

Selon que la valeur de σ est faible ou élevée, le niveau d'aléa qu'on obtient est très différent. C'est ce qui explique les écarts importants obtenus d'un modèle à l'autre pour l'aléa en Nouvelle-Calédonie.

Il faut rappeler ici que l'écart type σ sur les modèles d'atténuation des différents auteurs traduit la variabilité intrinsèque des données utilisées (nombre, nature et contexte tectonique) à leur élaboration. **Comme il n'existe pas à ce jour de relation d'atténuation spécifique de cette région, nous avons opté pour un choix plutôt conservatif.**

5.7. ANALYSES ET DISCUSSIONS

Comparaison avec GSHAP

Le projet GSHAP (Global Seismic Hazard Assessment Program), sous l'égide de la Décennie Internationale pour la Prévention des Catastrophes Naturelles (DICPN) a permis de tracer une carte mondiale d'aléa sismique probabiliste pour une période de retour de 475 ans. La zone étudiée fait partie de la région 10 de ce programme comprenant l'Australie, la Nouvelle-Zélande, les îles Fidji, le Vanuatu, les îles Salomon, la Papouasie Nouvelle Guinée, l'Indonésie et les Philippines. McCue (1999) décrit le contexte tectonique, les données et études utilisées pour obtenir la carte d'aléa. Il y a peu d'informations concernant les zones de subduction du Vanuatu, de Tonga et les zones avoisinantes. La carte de la région 10 résulte du regroupement de plusieurs études régionales vraisemblablement complétées par des modèles très simplifiés entre les différentes zones couvertes par ces études.

Les valeurs numériques de l'aléa à 475 ans pour certains des points qui nous intéressent sont reproduites dans le Tableau 8.

Site	Pga GSHAP (mg)	PGA cette étude (mg)	Longitude	Latitude
Îles Chesterfields	112	16	158.3	-19.9
Ile Belep	113	25	163.7	-19.7
Nouméa	133	72	166.5	-22.3
Lifou	169	181	167.3	-20.9
Ile Matthew	176	630	171.3	-22.3

Tableau 8 - Accélérations horizontales maximales du sol (pga) au rocher de plusieurs sites de Nouvelle-Calédonie obtenus par GSHAP.

Des valeurs de 110 mg aux îles Chesterfields et sur l'île Belep, dans des régions intra-océaniques de sismicité faible et diffuse semblent peu probables. Il y a peu d'atténuation de l'aléa lorsqu'on s'éloigne vers l'Ouest de la zone active de Vanuatu (169 mg, à Lifou, 133 à Nouméa, 112 aux Chesterfields).

Inversement, l'île Matthew située à l'aplomb de la partie sud de la Subduction du Vanuatu présente une accélération horizontale maximale du sol (pga) anormalement faible de 176 mg.

La sous-estimation de l'aléa par GSHAP au Vanuatu est également observée par Suckale *et al.* (2005) dans leur étude d'aléa probabiliste.

Comparaisons avec la sismicité ressentie

La sismicité historique ressentie est décrite dans le paragraphe 4.2.

Les forts séismes de subduction comme ceux du 6 juillet 1981 (Mw = 7.5 CMT Harvard, Mw = 7.1 NEIS) ou du 15 mai 1995 (Mw = 7.7 CMT Harvard) sont ressentis à Nouméa avec une intensité IV à V pour des distances de 380 à 500 km. L'intensité V semble être un maximum observé pour ce type de séisme, ce qui est cohérent avec l'aléa probabiliste de cette étude.

Des intensités VI sont mentionnées pour des séismes locaux :

- « 25 janvier 1894 : Canala, des dégâts (fissures) sont constatés à l'hôtel de l'administrateur, à l'église et à la justice de paix », Louat et Baldassari (1989) ;
- 9 mars 1989 : intensité VI à Thio (-21.65°S, 166.255°E), Pillet et Pelletier (2004) ;
- 3 décembre 1990 : intensités VI à Nouméa (-22.75°S, 166.74°E, mb=5.6), Pillet et Pelletier (2004).

Ces intensités VI produites par des séismes locaux ne peuvent être liées qu'à des magnitudes proches de 5.0 à courte distance (inférieure à 50 km). La Nouvelle-Calédonie a été englobée dans la zone source intraplaque océanique australienne (Région R1 du zonage). Le Tableau 5 du paragraphe 5.4.4 montre que pour cette zone, le taux annuel de séismes de magnitude supérieure à 5.0 est faible ($1.55 \cdot 10^{-7}/\text{km}^2$). Rapporté à un cercle de

rayon 50 km autour d'un point quelconque de cette zone, cela donnerait un taux de 0.00122 soit une magnitude supérieure ou égale à 5.0 tous les 822 ans.

Pour les 3 régions de Thio, Canala, et Nouméa on a au moins un séisme local de magnitude 5 ou plus en un siècle et demi d'observations. L'activité sismique calculée pour la zone source R1 sous-estime peut être la sismicité locale observée sur la partie sud de la Nouvelle-Calédonie.

La sismicité des catalogues ISC/NEIC pour la Nouvelle-Calédonie reste faible et diffuse et ne permet pas de délimiter une zone source particulière sur des critères sismo-tectoniques. Les travaux de Louat (1977) et de Régnier *et al.* (1999) montrent qu'il existe bien une sismicité locale modérée (magnitudes inférieures à 5) non négligeable sur la partie sud de la Nouvelle-Calédonie. Mais, ces observations restent limitées dans le temps (08/1975 à 07/1977 et 1992-1996) et dans un secteur qui ne couvre qu'une faible partie de l'île.

L'aléa probabiliste calculé pour le Sud de la Nouvelle-Calédonie est dominé par la sismicité des zones actives proches du Vanuatu avec des magnitudes 8.0 possibles. Une meilleure connaissance de la sismicité proche, si elle permettait de définir une zone de sismicité spécifique à la Nouvelle-Calédonie, augmenterait l'influence de la sismicité proche sur cet aléa.

Pour les îles Loyauté, on a peu d'informations d'intensité ressenties. Celles disponibles indiquent un maximum de V. Louat et Baldassari (1989) indiquent cependant que le séisme du 20 septembre 1920 (20°S 168°E Ms ~ 8.3) aurait dû produire des intensités fortes (supérieures à VII) sur ces îles. Il n'y a pas de témoignages s'y rapportant. L'aléa calculé à 475 ans pour les îles Loyauté est compatible avec des intensités VI et VII possibles sur des sols rocheux.

Courbes d'aléa et spectres probabilistes

À partir des résultats obtenus pour les différentes périodes spectrales, on peut obtenir des spectres probabilistes en tout point. Des exemples sont montrés sur les Figure 31 et Figure 32 pour les sites de Nouméa et de l'île d'Hunter respectivement. Ces spectres ne représentent pas le spectre d'un séisme, mais les niveaux d'accélération qui peuvent être atteints ou dépassés sur le site pour la période de retour de 475 ans pour chaque période spectrale.

Pour Nouméa (Figure 31), l'accélération horizontale maximale de pic (pga) atteint environ 72 mg. Le maximum est attendu à 0.1 seconde de période (160 mg). Le spectre est large : à 1 seconde de période, l'accélération est encore au-dessus du niveau de l'accélération horizontale maximale de pic. Les accélérations les plus fortes sont attendues sur une large bande de fréquence.

L'île d'Hunter est située dans la zone R8 : zone de subduction interface avec une activité sismique forte à courte distance. L'accélération horizontale maximale de pic à 475 ans atteint 600 mg (Figure 32). Le spectre probabiliste est étroit, ce qui veut dire

qu'à 475 ans les accélérations les plus fortes sont attendues sur une gamme de période courte (autour de 0.1 sec).

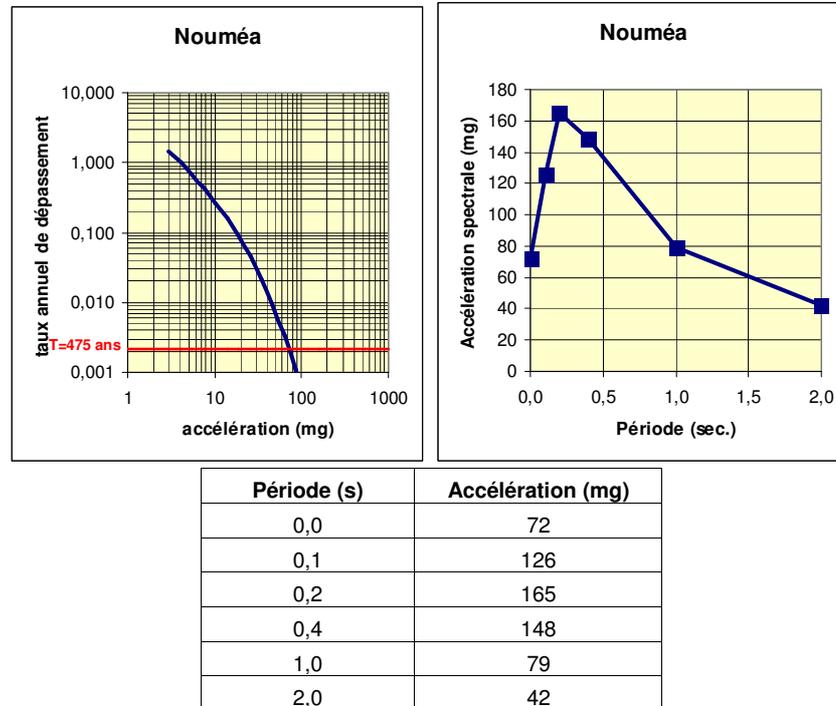


Figure 31 - Courbe d'aléa et spectre probabiliste pour Nouméa.

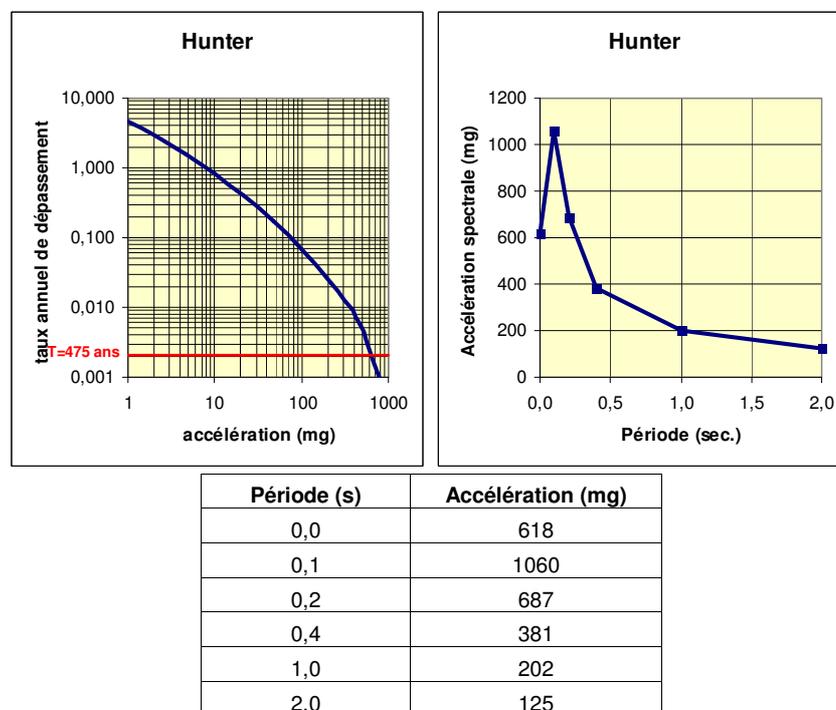


Figure 32 - Courbe d'aléa et spectre probabiliste pour l'île Hunter.

Des spectres probabilistes, représentatifs de sites où des accélérations maximales du sol de 70, 110, 160 et 300 mg sont attendues, sont reproduits en annexe 3.

Niveaux d'aléa et incertitudes

Si on reprend les mêmes définitions de niveau d'aléa faible, modéré, moyen et fort de la carte d'aléa sismique de la France proposée en 2005 par le Groupe d'Etude et de Proposition pour la Prévention du risque sismique (GEPP), l'aléa sismique probabiliste à 475 ans est faible à très faible sur une grande partie du territoire. Les îles Loyauté sont concernées par un aléa modéré à moyen, les îles Walpole, Matthew, Hunter par un aléa fort (Tableau 9).

Aléa	Mouvement du sol	Région
très faible	accélération < 70 mg	Nouvelle-Calédonie-Nord, îles Chesterfields
faible	70 mg < accélération < 110 mg	Nouvelle-Calédonie-Sud
modéré	110 mg < accélération < 160 mg	Ouvéa, île des Pins
moyen	160 mg < accélération < 300 mg	Lifou, Mare
fort	accélération > 300 mg	îles Walpole, Matthew, Hunter

Tableau 9 - Niveau d'aléa à 475 ans.

Ces évaluations reposent cependant sur les hypothèses suivantes :

- 1 - la sismicité instrumentale des quarante dernières années, issue des catalogues de l'ISC et du NEIC est représentative de la sismicité possible sur 475 ans ;
- 2 - les magnitudes maximales estimées dans chaque zone source sont évaluées avec des regroupements de régions pour limiter les sous-estimations possibles ;
- 3 - les modèles d'atténuation utilisés sont des modèles généraux, en l'absence de modèles régionaux adaptés.

Les comparaisons des modèles d'atténuations effectuées au paragraphe 5.5 montrent qu'au-delà de 100 km de distance, les modèles peuvent donner des valeurs médianes d'accélération relativement différentes pour un même couple magnitude/distance. Ces différences sont encore accentuées lorsqu'on prend en compte les écarts types de chaque modèle.

La sensibilité aux paramètres est particulièrement forte pour les îles Loyauté, proche des zones sources. Les accélérations varient très rapidement avec la distance lorsqu'on se rapproche de la zone de subduction et de la zone active avant-arc.

Le choix arbitraire de modèle d'atténuation, comme le choix de la méthode d'évaluation de la magnitude maximale (évaluée séparément dans chaque zone source, ou à partir de regroupement de zones par similarité de contexte tectonique) entraîne des incertitudes sur le résultat de l'évaluation d'aléa qu'on appelle **incertitudes épistémiques**. Elles se rajoutent aux **incertitudes aléatoires** résultant des marges

d'erreurs sur les estimations des paramètres d'activité sismique (pente β , taux annuel de séismes ν , profondeur des séismes dans la zone source ...).

L'impact de ces incertitudes sur le résultat ne peut être évalué correctement que par une approche d'arbre logique couplée avec une méthodologie de propagation des incertitudes de type Monte Carlo. Cette méthode permettrait également de hiérarchiser l'influence des différents paramètres et ainsi de connaître les priorités en matière d'étude, si on souhaite affiner l'évaluation d'aléa.

Ainsi, il paraît souhaitable que cette étude puisse être complétée par une analyse des incertitudes à partir d'une approche de type arbre logique.

6. Approche déterministe

6.1. CONTEXTE RÉGLEMENTAIRE

La réglementation française concernant le risque sismique a été initiée par la loi n° 87-565 du 22 juillet 1987 relative à l'organisation de la sécurité civile, à la protection de la forêt contre l'incendie et à la prévention des risques majeurs, avec en particulier son article 41 concernant le risque sismique. Elle a été suivie par :

- le décret n° 91-461 du 14 mai 1991 relatif à la prévention du risque sismique ;
- l'arrêté du 10 mai 1993, fixant les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées.

6.1.1. Le décret n° 91-461 du 14 mai 1991

Paru au Journal Officiel du 17 mai 1991, il introduit la distinction entre deux catégories d'ouvrages :

- la catégorie dite « à risque normal » comprend les bâtiments, équipements et installations pour lesquels les conséquences d'un séisme demeurent circonscrites à leurs occupants et à leur voisinage immédiat (article 3) ;
- la catégorie dite « à risque spécial » comprend les bâtiments, équipements et installations pour lesquels les effets sur les personnes, les biens et l'environnement, de dommages même mineurs résultant d'un séisme, peuvent ne pas être circonscrits au voisinage immédiat des dits ouvrages (article 6).

Ce décret fait implicitement référence au « nouveau zonage sismique de la France » (Despeyroux et Godefroy, 1986) dont il reprend le découpage du territoire national en cinq zones de sismicité croissante : zones 0, Ia, Ib, II et III, en vue de l'application des règles parasismiques de construction aux ouvrages « à risque normal ». Ce zonage est basé essentiellement sur les données de sismicité historique, pondérées par la prise en compte de données sismotectoniques. Le décret fournit également une classification de ces ouvrages en fonction de leur destination et du risque associé. L'annexe du décret indique la répartition des départements, arrondissements et cantons par rapport aux cinq zones de sismicité, selon le découpage administratif du 1^{er} janvier 1989.

6.1.2. L'arrêté du 10 mai 1993

Paru au Journal Officiel du 17 juillet 1993, il fixe les règles parasismiques applicables aux installations soumises à la législation sur les installations classées pour la protection de l'environnement. La mise en œuvre de la démarche imposée par cet arrêté est explicitée par la circulaire d'application du 27 mai 1994, adressée aux préfets par la Direction de la Prévention des Pollutions et des Risques du Ministère de l'Environnement

(DPPR/SEI). Cette circulaire reprend en partie la méthode préconisée par la Règle Fondamentale de Sûreté n° I-2c pour déterminer les mouvements sismiques à prendre en compte pour la conception des centrales nucléaires comportant un réacteur à eau sous pression. La RFS a été instaurée le 1^{er} octobre 1981 par le Service Central de Sûreté des Installations Nucléaires du Ministère de l'Industrie.

L'arrêté du 10 mai 1993 préconise une évaluation de l'aléa sismique selon une démarche déterministe. Il impose que sur chaque site d'installation classée, soient évalués :

- les Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables (SMHV), à partir d'une analyse sismotectonique régionale, basée sur l'exploitation de données géologiques et sismiques. Dans cette démarche, on considère que des séismes de même type que les plus forts connus, rattachés à une structure active ou à un domaine tectonique homogène, sont susceptibles de se reproduire dans l'avenir, avec la même intensité, en tout point de cette structure ou de ce domaine. En conséquence, les SMHV sont obtenus à partir des séismes les plus forts connus, ou séismes de référence, déplacés au sein des unités sismotectoniques auxquelles ils appartiennent, de sorte qu'ils soient en position la plus pénalisante en terme d'intensité engendrée sur le site considéré ;
- les Séismes Majorés de Sécurité (SMS) et leur caractérisation par un spectre de réponse d'oscillateur simple sous l'action du mouvement du sol. Les spectres de réponse sont utilisés pour le dimensionnement de nouvelles installations ou pour la vérification d'installations existantes. Dans le cas général, l'intensité du SMS est déduite de celle du SMHV par une augmentation d'un degré, en utilisant les unités de l'échelle MSK*, et sous réserve que cette majoration reste compatible avec les données géologiques et sismiques.

Toutefois, lorsque les ouvrages considérés sont situés dans les zones de sismicité 0 et Ia, définies par le décret du 14 mai 1991 pour la prévention sismique des ouvrages « à risque normal », l'arrêté du 10 mai 1993 prévoit la possibilité de caractériser directement le SMS par un spectre de réponse forfaitaire défini en annexe de cet arrêté. Celui-ci est alors calé à des niveaux différents d'accélération selon que l'ouvrage est situé en zone de sismicité 0 (calage à 1,5 m/s² au minimum) ou en zone de sismicité Ia (calage à 2,0 m/s²). Cependant, cette démarche n'est plus applicable, si le Préfet dispose d'études locales mettant en évidence des différences notables entre les spectres des SMS auxquels elles conduisent et le spectre forfaitaire.

6.2. DÉMARCHE DÉTERMINISTE

La démarche adoptée pour le zonage sismique déterministe de la Nouvelle-Calédonie, comprend les étapes successives suivantes :

* MSK : échelle d'intensité portant le nom de ses auteurs (Medvedev, Sponheuer, Karnik, 1964).

- **la première** correspond à l'analyse sismotectonique, qui permet de définir et de délimiter les sources sismiques qui correspondent à des structures sismogènes ou à des domaines sismotectoniques. Notre étude se base sur les résultats obtenus dans le chapitre concernant l'approche probabiliste (chapitre 4) ;
- **la seconde étape** consiste à choisir parmi les plus forts séismes connus ceux qui servent de référence pour déterminer le Séisme Maximal Historiquement Vraisemblable, attaché à chaque unité sismotectonique. Le choix se fait essentiellement au vu de l'intensité épiscopentrale, de la profondeur focale et de la magnitude des séismes les plus forts, associés aux diverses unités sismotectoniques. Les notions de « séisme proche » d'un site (distance focale d'une dizaine de kilomètres environ) et de « séisme lointain » (distance focale > 10 km) introduites en 1981 par la RFS I-2c, ont été reprises en partie dans la circulaire d'application de l'arrêté du 10 mai 1993. C'est pourquoi, il arrive que l'on ait à déterminer deux SMHV pour une même unité sismotectonique : un SMHV « proche », dont la profondeur focale est de l'ordre de 10 km et un SMHV « lointain » de profondeur focale supérieure à 10 km, sauf si ce SMHV lointain ne peut produire que des effets négligeables par rapport à ceux susceptibles d'être engendrés par le SMHV proche, et inversement ;
- **la troisième** concerne l'atténuation de l'énergie sismique rayonnée par les sources. Le plus souvent, on utilise des relations empirico-statistiques établies pour des régions à contexte tectonique spécifique. Les relations 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 préférable autant que possible de choisir des relations établies pour un domaine sismotectonique similaire à celui caractérisant la région où le calcul doit être effectué. Suivant l'origine des données, les échelles d'intensité choisies dans les relations d'atténuation peuvent être l'échelle MSK ou l'échelle Mercalli modifiée (MM). Ces deux échelles sont supposées très voisines (Murphy et O'Brien, 1977).

Toutefois, lorsque l'on dispose des cartes d'isoséistes des séismes de référence, ces dernières sont utilisées directement pour définir l'atténuation des intensités des SMHV en fonction de la distance à l'épicentre.

- **la quatrième** permet de calculer les intensités susceptibles d'être induites par ces séismes sur un site donné, en prenant en compte l'atténuation de l'énergie sismique. Conformément à l'arrêté du 10 mai 1993, la position des SMHV à considérer doit être la plus pénalisante pour chaque site. Ceci entraîne, d'une part, une position à la verticale du site pour le ou les SMHV internes à l'unité contenant le site, d'autre part, une position la plus proche du site pour les SMHV externes à cette unité. Les valeurs d'intensité I_{SMHV} les plus pénalisantes pour le site considéré sont finalement retenues.
- au cours de **la cinquième étape**, le passage des intensités I_{SMHV} aux intensités I_{SMS} est effectué selon la formule de majoration simple suivante : $I_{SMS} = I_{SMHV} + 1$ (intensités MSK), après qu'ait été vérifiée la compatibilité de l'intensité I_{SMS} avec les dimensions de la source sismique. Pour la prise en compte des séismes proches, le spectre de réponse au SMS est très souvent évalué de façon forfaitaire, à partir

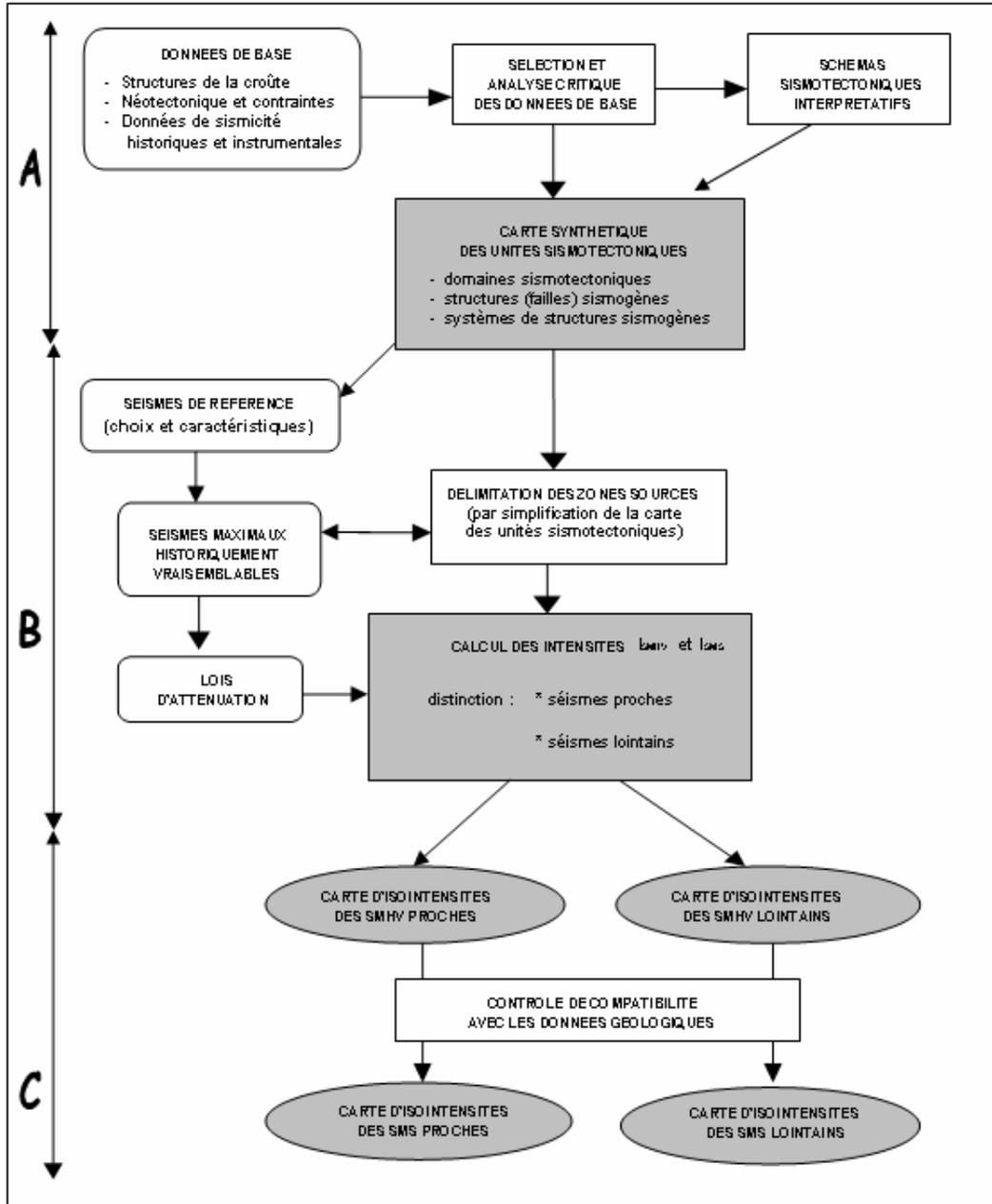


Figure 33 - Démarche adoptée pour la réalisation du zonage sismique de la France destiné aux ouvrages à risque spécial.

d'une forme spectrale standard. La majoration correspondant au passage du SMHV au SMS est introduite au niveau de l'accélération de calage du spectre forfaitaire. Mais cette pratique tend à être abandonnée, car les nombreuses données accélérométriques acquises ces dernières années suite aux séismes destructeurs récents, permettent d'évaluer avec précision les effets à courte distance de forts

séismes. C'est pourquoi la carte des intensités I_{SMS} est également donnée dans cette étude pour les séismes proches.

L'organigramme de la Figure 33 résume les étapes successives de la démarche adoptée, qui se décompose de la manière suivante :

- A - analyse sismotectonique et synthèse en vue de la définition des zones sources : carte des unités sismotectoniques.
- B - détermination et calcul des intensités I_{SMHV} et I_{SMS} , pouvant se décomposer en :
 - préparation des données nécessaires au calcul :
 - . délimitation des zones sources à partir de la carte des unités simplifiées,
 - . caractérisation des séismes de référence et des SMHV,
 - . détermination des relations d'atténuation ou schématisation des cartes d'isoséistes ;
 - calcul par le programme *ZONE* des intensités induites par les SMHV (I_{SMHV}) aux centres des mailles de 1 km de côté, pour les séismes proches et lointains ;
 - calcul des I_{SMS} pour les séismes proches et lointains.
- C - Production des cartes d'intensité, par interpolation sur la grille de points :
 - cartes d'iso-intensités SMHV, résultant des séismes proches et lointains ;
 - cartes d'iso-intensités SMS, résultant des séismes proches et lointains.

6.3. ZONAGE SISMOTECTONIQUE

Le zonage utilisé est le même que celui défini au chapitre 4 avec 14 sources superficielles et 4 sources de subduction profonde.

6.4. RELATIONS D'ATTÉNUATION DES INTENSITES MACROSISMIQUES

Tout séisme susceptible de se produire à une distance focale supérieure à une dizaine de kilomètres du site est considéré comme source lointaine. 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.

Il n'existe pas de modèle d'atténuation régional spécifique à la région de la Nouvelle-Calédonie. De plus, les relations d'atténuations utilisées pour la méthode probabiliste ne sont pas utilisables car elles ne permettent pas d'évaluer l'intensité macrosismique.

À partir des quelques relations existantes, celle qui reproduit au mieux les observations est la relation de Dowrick (1992), établie pour la région de la Nouvelle-Zélande. À partir de la magnitude M_w d'un séisme, cette relation permet de calculer l'intensité I , en un point situé à une distance épacentrale R_e de la source :

$$I = 2.18 + 1.411 M_w - 0,00439 R_e - 2,709 \log_{10} R_e$$

Son domaine de validité en magnitude est large : M_w de 5 à 7.8.

Date	Latitude	Longitude	Mw	Distance focale au lieu d'observation (km)	Intensité observée	Indice	Intensité déduite (Dowrick)
06/07/1981	-22,3	170,9	7,5	795	II	-	I-II
03/12/1990	-22,5	166,7	5,6	60	VI	-	V
24/02/1991	-22,7	166,8	5,3	59	VI	-	IV-V
12/03/1993	-14,3	178,1	6,3	14	VII-VIII	-	VIII
16/05/1995	-23,1	170,0	7,7	377	III-IV	-	IV-V
21/05/1997	-20,4	169,3	6,7	352	V	C	III-IV
04/01/1998	-22,3	171,1	7,4	594	III-IV	B	II-III
04/01/1998	-22,3	171,1	7,4	440	III-IV	B	III-IV
04/01/1998	-22,3	171,1	7,4	476	IV	B	III-IV
04/01/1998	-22,3	171,1	7,4	491	III-IV	B	III-IV
04/01/1998	-22,3	171,1	7,4	349	III-IV	B	IV
19/02/1999	-22,5	166,7	4,2	62	IV	B	III
02/01/2002	-17,8	167,9	7,2	63	VII	C	VII
02/01/2002	-17,8	167,9	7,2	523	III	A	III
27/12/2003	-22,0	169,8	7,3	260	III-IV	C	IV-V
03/05/2006	-14,2	176,3	7,9	1651	III	-	0

Tableau 10 - Intensités macrosismiques déduites de la relation d'atténuation de Dowrick (1992) pour la région de la Nouvelle-Calédonie ; les valeurs d'intensité observées proviennent du catalogue SisFrance.

Le Tableau 10 montre la comparaison entre les résultats obtenus par la relation d'atténuation de Dowrick et les observations pour 11 séismes situés à proximité de la Nouvelle-Calédonie. Lorsque cela est possible, un indice de fiabilité est associé à chaque valeur d'intensité. Ces indices sont définis par SisFrance :

A : intensité sûre ;

B : intensité assez sûre ;

C : intensité incertaine.

6.5. CALCUL DES INTENSITÉS DES SMHV ET DES SMS

Selon la distance focale, le contenu fréquentiel des ondes sismiques peut varier de manière importante. Il est donc utile de distinguer les intensités macrosismiques des séismes proches et des séismes lointains.

6.5.1. Séismes de référence

Le Tableau 11 recense les séismes de référence utilisés pour chacune des zones sismotectoniques lors du calcul des intensités macrosismiques.

Zone	Date	Latitude	Longitude	Profondeur (km)	M _w	Source
R1	21/04/2002	-20,4	162,2	10	5,7	HVD
R2	03/12/1990	-22,5	166,7	12	5,6	HVD
R3	25/02/2000	-19,6	174,2	17	7,1	HVD
R4	28/11/1985	-14,1	166,1	24	6,9	HVD
R5	02/04/1999	-20	168	15	6,1	HVD
R6	03/01/2004	-22,4	169,7	15	7,1	HVD
R7	16/05/1995	-23,1	170	25	7,7	HVD
R8	03/03/1990	-22,1	175,4	25	7,6	HVD
R9	25/10/1980	-21,8	169,8	29	7,4	HVD
R10	02/01/2002	-17,8	167,9	40	7,2	HVD
R11	28/12/1973	-14,6	166,8	26	7,5	ISC Ms=7.5
R12	26/11/1999	-16,1	168,3	15	7,4	HVD
R13	29/12/1993	-20,4	169,9	15	7	HVD
R14	30/06/1993	-20,7	173,1	15	6,7	HVD
R15	06/07/1981	-22,3	170,1	55	7,5	HVD
R16	11/10/1992	-19,2	168,8	55	7,4	HVD
R17	04/05/1994	-17	168,3	55	6,1	HVD
R18	27/07/1990	-15,5	167,3	55	7,2	HVD

Tableau 11 - Séismes de référence par zones sismotectoniques.

6.5.2. Intensité provenant des séismes lointains

Intensité provenant des SMHV lointains

La carte des intensités produites par les SMHV lointains présentée sur la Figure 34 et en annexe 4, met en évidence une décroissance des intensités vers l'Ouest, à mesure que l'on s'éloigne de l'arc de subduction. Ainsi, l'intensité est de IX à l'île Walpole, de l'ordre de VIII au niveau des îles Loyauté, pour être inférieure à II aux îles Chesterfields. Nouméa est notamment située en zone d'intensité V-VI, ce qui est cohérent avec les nombreuses observations concernant les intensités ressenties dans cette ville (les limites du domaine d'intensité V-VI sont fixées à 5,25 - 5,75).

Le passage de la zone sismotectonique R2 à R1 se caractérise sur Grande Terre par une augmentation des intensités vers l'Ouest, avec un gradient très important. En effet, à la frontière entre ces deux zones, le champ lointain dominant est celui de la zone R2. Cependant, lorsqu'on s'éloigne de cette zone vers l'Ouest, le champ lointain dominant est à nouveau celui des zones plus lointaines R5, R6 et R7, et le gradient d'intensité diminue peu à peu.

6.5.3. Intensité provenant des séismes proches

Intensité provenant du SMHV proche

La Figure 36 représente les intensités I_{SMHV} obtenues pour les sources proches. Ces intensités sont calculées à partir des séismes de référence recensés dans le Tableau 11. Cependant, les profondeurs associées aux séismes de référence des zones sismotectoniques R7 et R8 étant supérieures à la dizaine de kilomètres (25 km), ceux-ci n'ont pas pu être utilisés comme séismes de référence pour la source proche. Aussi, ces séismes de référence en champ proche ont été définis pour chacune des deux zones considérées en sélectionnant, dans le catalogue de sismicité décrit au chapitre 5.3.2, le séisme de plus forte magnitude ayant eu lieu à une dizaine de kilomètres de profondeur. Ils sont décrits dans le tableau ci-dessous.

Zone	Date	Latitude	Longitude	Profondeur (km)	M_w
R7	10/02/2005	-23,1	169,2	9	6,3
R8	01/10/2004	-22,4	173,3	10	5,9

Tableau 12 - Séismes de référence en champ proche pour les zones sismotectoniques 7 et 8.

Les deux-tiers nord-ouest de Grande Terre de même que les îles Matthew et Hunter sont ainsi situés en zone d'intensité VII-VIII, alors que le tiers sud-est de l'île, les îles Loyauté et l'île des Pins sont en zone VII. Enfin, l'île de Walpole est située en zone d'intensité VIII-IX.

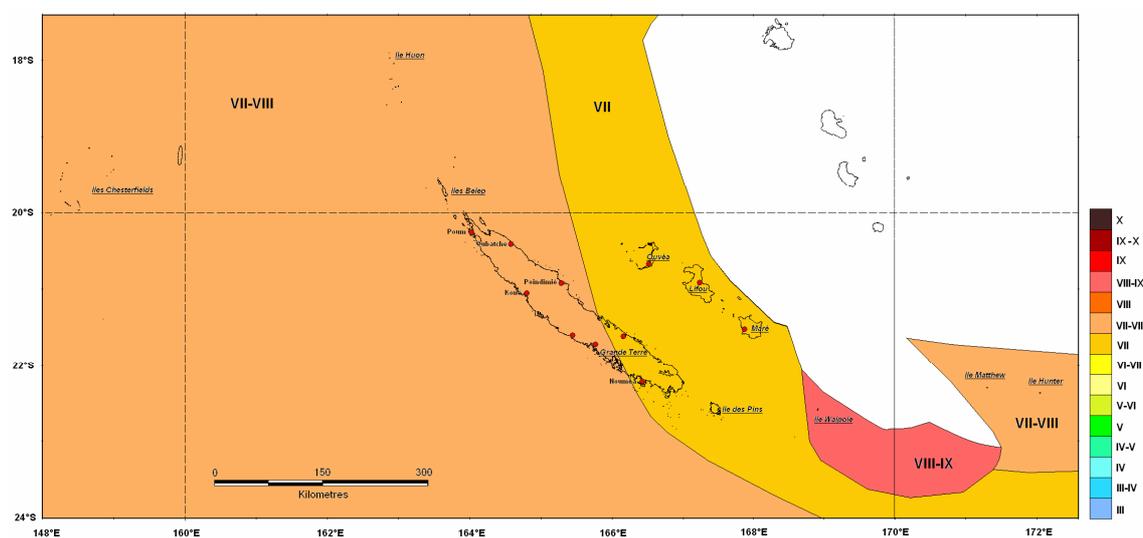


Figure 36 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant des sources proches.

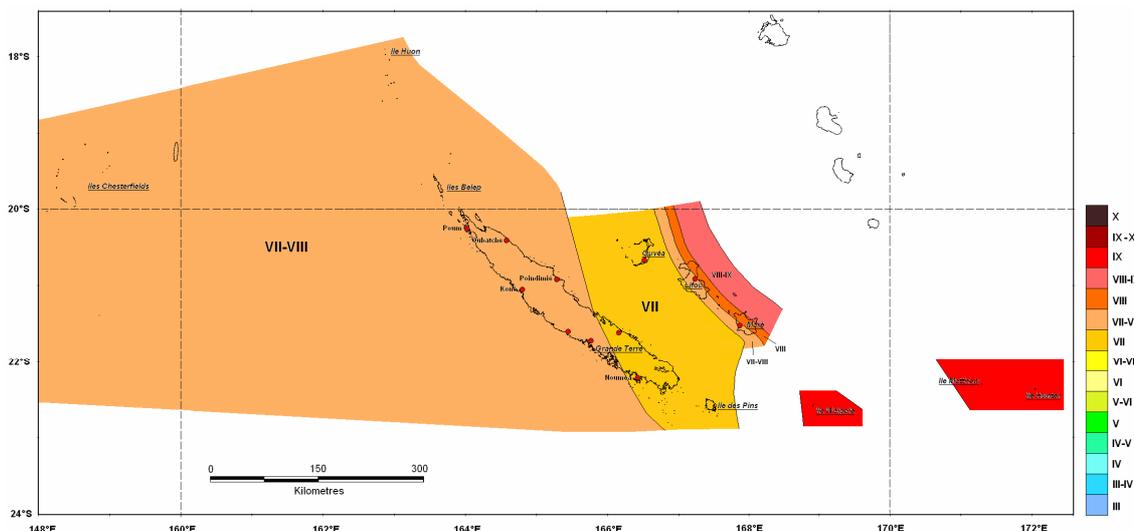


Figure 38 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMHV} provenant des sources proches et des sources lointaines.

Intensité provenant du SMS toutes sources confondues

La carte de l'intensité I_{SMS} provenant de toutes les sources confondues est représentée sur la Figure 39 et en annexe 4. Elle est obtenue à partir de l'intensité du SMHV, augmentée de 1 degré.

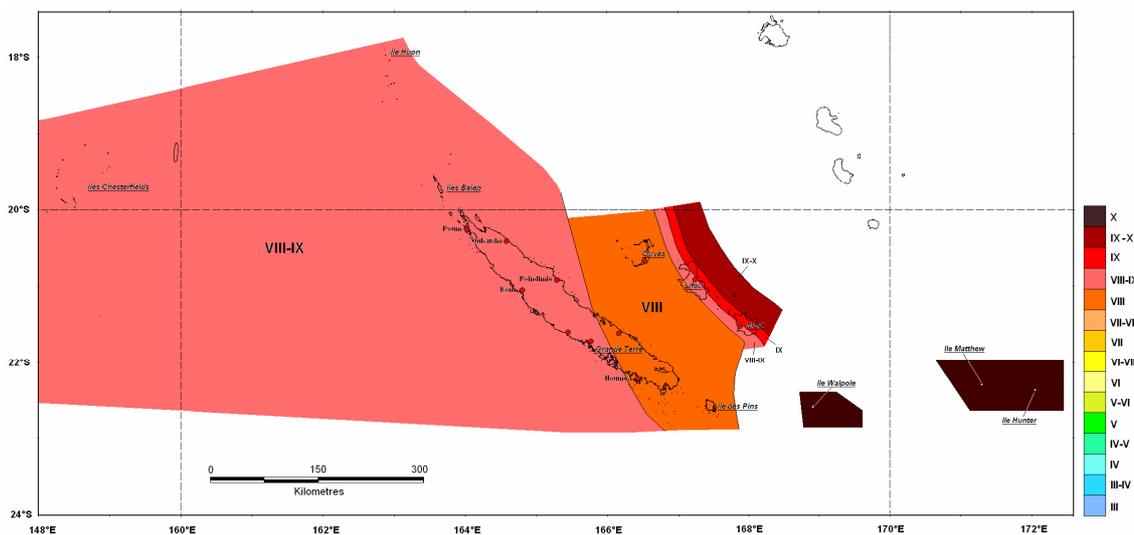


Figure 39 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par la méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMS} provenant des sources proches et des sources lointaines.

6.5.5. Spectres de réponse élastique au rocher horizontal

L'idéal pour pouvoir déterminer le mouvement sismique au rocher horizontal, serait de posséder des enregistrements de mouvements représentatifs du contexte sismotectonique. Ces régions sont pour le moment encore peu ou très récemment équipées en matière d'accélérométrie. Il est donc nécessaire d'utiliser des méthodes permettant de déterminer le mouvement sismique au rocher à partir des connaissances de la source choisie. Les méthodes empirico-statistiques consistent à utiliser les données enregistrées dans le monde, dans des contextes tectoniques équivalents à celui de la zone d'étude.

Etant donné le contexte sismotectonique, nous utiliserons comme au paragraphe 5.5 la relation de Youngs *et al.* (1997) pour les zones sources de subduction, et celle de Sadigh *et al.* (1997) pour les zones actives superficielles. Ces relations utilisent la magnitude de moment M_w du séisme et la plus courte distance au plan de faille R_z , et permettent le calcul des spectres de réponse élastique pour les sources proches et lointaines.

Les spectres ainsi obtenus sont représentés en annexe 5.

6.5.6. Analyse

En champ proche, la Nouvelle-Calédonie est en zone d'intensité SMS comprise entre VIII-IX et IX-X.

Vis-à-vis du champ lointain, la Nouvelle-Calédonie est très hétérogène de la partie nord de Grande Terre aux îles Loyauté.

La comparaison de la Figure 35 avec la Figure 37, met en évidence que les effets liés aux séismes proches dominant en grande partie ceux liés aux séismes lointains. Ainsi, le champ lointain ne prédomine qu'à faible distance de l'arc de subduction, au niveau des îles Loyauté (cf. Figure 38 et Figure 39).

Lorsque l'on compare ces résultats avec ceux obtenus par la méthode probabiliste, il apparaît que ceux-ci sont tout à fait compatibles pour la moitié Est (Sud-Est de Grande Terre, Ouvéa, île des Pins, Lifou, Maré, îles Walpole, Matthew et Hunter) avec des niveaux plus forts à mesure que l'on se rapproche de la zone de subduction. En revanche, alors que l'étude probabiliste souligne une activité sismique qui diminue vers l'Ouest, l'étude déterministe aboutit à des niveaux plus forts à l'Ouest de Grande-Terre qu'à l'Est, avec des intensités de VIII-IX à l'Ouest et VIII à l'Est au SMS (Figure 39 et Figure 73 de l'Annexe 4).

Cette différence observée sur les résultats traduit la différence entre les deux méthodologies utilisées. En effet, contrairement à la méthode probabiliste, la méthode déterministe ne prend pas en compte la notion de période de retour associée à un

séisme. Pour l'approche déterministe, c'est le séisme le plus important survenu dans la zone sismotectonique qui doit être considéré, quelque soit sa période de retour.

Au niveau de la zone « R1 », l'aléa sismique déterminé par l'approche probabiliste conduit à des niveaux d'aléa « faible » à « très faible » selon la carte d'aléa sismique de la France. Pour cette même zone, et compte-tenu d'un séisme de référence de magnitude relativement élevée (M 5,7), l'évaluation déterministe de l'aléa conduit à des niveaux plus importants.

En France, l'approche déterministe est réservée au dimensionnement des installations sensibles (Installations Classées pour la Protection de l'Environnement - ICPE, Installations Nucléaires de Base - INB, grands barrages). Dès lors, il conviendrait de considérer une période de retour bien supérieure (de l'ordre de plusieurs milliers à dizaines de milliers d'années) à celle utilisée dans la présente étude (475 ans) pour l'évaluation probabiliste de l'aléa pour ces installations sensibles. Dans le cadre de l'évaluation des mouvements sismiques pour le dimensionnement d'installations classées, il conviendra donc de s'assurer de la représentativité des mouvements déterministes au regard de leur période de retour.

En tout état de cause, la présente étude ne peut pas se substituer à une étude ponctuelle spécifique menée au droit d'une installation classée.

7. Conclusions

L'aléa sismique régional des îles de la Nouvelle-Calédonie est évalué à partir d'une approche probabiliste simple sans arbre logique.

L'analyse du contexte géodynamique et sismotectonique à partir des études sur la région les plus récentes et des mécanismes au foyer provenant du catalogue CMT Harvard a permis de définir un modèle de zonage sismique sur une vaste zone couvrant le Sud de la Subduction du Vanuatu, une partie du Bassin Fidjien et la plaque australienne à l'Ouest de la Nouvelle-Calédonie, au-delà des îles Chesterfields. Ce modèle comporte 14 zones superficielles et 4 zones décrivant la plaque plongeante entre 50 et 300 km de profondeur.

La sismicité régionale est étudiée à partir du catalogue de l'ISC, complété par celui du NEIC pour les années les plus récentes, couvrant ainsi la période 1964-2005. Les magnitudes sont uniformisées par conversion en magnitude Mw. Le catalogue de référence est purgé des précurseurs et des répliques.

Le catalogue ISC de sismicité instrumentale 1904-1963 et la sismicité historique recensée dans quelques références bibliographiques permettent d'estimer une magnitude maximale possible dans chaque zone. Mais, les données disponibles couvrent une période courte, très inférieure à la période de retour de 475 ans qu'on cherche à évaluer. Dans certaines zones, les magnitudes maximales sont très inférieures à ce qu'on attend pour des contextes tectoniques similaires. Pour tenir compte d'une sous-estimation possible, des regroupements de zones sont effectués pour déterminer la magnitude maximale.

Les caractéristiques sismiques (taux annuel λ_0 de séismes de magnitude supérieure à 5.0 ; pente β de la relation fréquence-magnitude) sont calculés pour chaque zone par la méthode de Weichert (1980). **Dans les zones les plus actives, la magnitude maximale possible est atteinte sur des périodes de retour très inférieures à 475 ans.**

L'aléa probabiliste est calculé pour les périodes spectrales 0.1, 0.2, 0.4, 1.0, 2.0 secondes et pour l'accélération horizontale maximale du sol (pga) avec le logiciel CRISIS (Ordaz *et al.*, 2003). Les modèles généraux d'atténuations de Youngs *et al.* (1997) pour les zones de subductions et de Sadigh *et al.* (1997) pour les autres zones sont utilisés faute de modèle spécifique fiable applicable à cette région du Pacifique Sud. Des cartes d'aléa pour chaque période spectrale sont proposées.

L'aléa sismique probabiliste pour une période de retour de 475 ans est faible à très faible sur la plus grande partie du territoire. Pour la Grande Terre, l'accélération horizontale maximale du sol médiane obtenue présente un maximum de 100 mg à l'extrémité sud-est de l'île et diminue progressivement jusqu'à 30 mg au nord-ouest. Les îles Loyauté plus proches des zones sismiques actives sont concernées par un aléa modéré à Ouvéa et moyen à Lifou et Maré. L'aléa varie de

façon conséquente avec la distance. Les îlots Walpole, Matthew et Hunter situés au cœur des zones sismiques actives sont concernés par un aléa fort.

L'aléa probabiliste sur la Grande Terre et aux Loyauté est dominée par les sources actives lointaines de forte magnitude. La sismicité intraplaque proche n'a que peu d'influence sur le résultat. Dans le zonage, la sismicité intraplaque superficielle proche de la Nouvelle-Calédonie n'a pas été mise dans une zone particulière mais intégrée à une vaste zone de sismicité diffuse à l'intérieur de la plaque océanique australienne. Les données de stations sismiques installées en Nouvelle-Calédonie par l'IRD montrent qu'une microsismicité avec des magnitudes inférieures à 4 existe sur la partie sud de l'île. Elles sont actuellement insuffisantes pour caractériser une zone sismique spécifique. Dans ces conditions, on peut difficilement savoir si la sismicité proche est sous-évaluée ou non dans le modèle de zonage proposé.

Des tests de sensibilité aux paramètres montrent que les résultats obtenus sont très dépendants des choix arbitraires de modèle d'atténuation et de détermination de la magnitude maximale des zones actives les plus proches. Les valeurs obtenues sont des valeurs médianes entachées d'incertitudes sans doute importantes. Seule, une approche de type d'arbre logique avec propagation des incertitudes par une méthode de Monte Carlo peut permettre d'estimer correctement ces incertitudes et de hiérarchiser l'influence des paramètres ou des choix épistémiques sur le résultat. Dans l'approche sans arbre logique que nous avons adoptée ici, **les choix de modèles ou de paramètres ont été systématiquement des choix conservatifs pour éviter autant que possible une sous-estimation de l'aléa, compte tenu de l'état de connaissance à ce jour des caractéristiques de la sismicité locale et régionale.**

L'aléa déterministe est évalué à partir du zonage sismotectonique et des séismes de référence du Tableau 3 obtenu pour l'étude probabiliste. Les intensités sont calculées à partir de la relation de Dowrick (1992) établie pour la Nouvelle-Zélande et calibrée sur les données macrosismiques existantes.

Dans les cas les plus pénalisants, le SMHV donne des intensités VII à VII-VIII en Grande Terre. Pour Ouvéa et l'île des Pins, l'intensité SMHV est VI-VII. Elle atteint VIII à Lifou et Mahé et augmente jusqu'à IX aux îles Walpole, Matthew et Hunter. Les spectres de réponse élastique au rocher correspondants se trouvent en annexe 5.

	SMHV proche	SMHV lointain	SMS Proche	SMS Lointain	pga 475 ans (mg)
Nouméa	VII	V-VI	VIII	VI-VII	72
Hunter	VII-VIII	IX	VIII-IX	X	618

Tableau 13 - Bilan SMHV, SMS, pga 475 ans.

8. Références bibliographiques

Aki K. (1965) - Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bm$ and its confidence limits. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 43, p. 237-239.

Ambraseys N.N., Douglas J., Sarma S.K., Smit P.M. (2005) - Equations for the estimation of strong ground motions from shallow crustal earthquakes using data from Europe and the Middle East: Horizontal peak ground acceleration and spectral acceleration. *Bull. Earthquake Engineering*, 3(1), p. 1-53.

Atkinson G.M., Boore D.M. (2003) - Empirical ground-motion relations for subduction zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bull. seismol. Soc. Amer.*, 93(4), p. 1703-1729.

Auzende J.-M., Pelletier B., Eissen J.-P. (1995) - The North Fiji Basin Geology, Structure, and Geodynamic Evolution. *In: Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, p.139. Ed. by Brian Taylor, Plenum Press, New-York.

Beck S., Barrientos S., Kausel E. et al. (1998) - Source characteristics of historic earthquakes along the Central Chile subduction zone. *J. South Amer. Earth Sci.*, 11, p. 115-129.

Bevis M., Taylor F.W., Schutz B.E. et al. (1995) - Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc. *Nature, G.B.*, 374, p. 249-251.

Bird P. (2003) - An updated digital model of plate boundaries. *G3*, 4, p. 1027, doi: 10.1029/2001GC000252.

Calmant S., Pelletier B., Lebellegard P. et al. (2003) - New insights on the tectonics along the New Hebrides subduction zone based on GPS results. *JGR*, 108, p. 2316, doi: 10.1029/2001JB000644.

Cornell C.A. (1968) - Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. seismol. Soc. Amer.* 58, p. 1583-1606.

Crouse C. (1991) - Ground-Motion Attenuation Equations for Earthquakes on the Cascadia Subduction Zone. *Earthquake Spectra* 7(2), p. 201-236.

Dowrick D.J. (1992) - Attenuation, of modified Mercalli intensity in New Zealand Earthquakes. *Earthquake Engineering Structural Dynamics*, 21(3), p. 181-196.

Gardner J.K., Knopoff L. (1974) - Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?. *Bull. seismol. Soc. Amer.* 64, p. 1363-1367.

Grünthal G. (1985) - The up-dated earthquake catalogue for the German Democratic Republic and adjacent areas – statistical data characteristics and conclusions for hazard assessment. Proc. 3rd Int. Symp. On the Analysis of Seismicity and Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovakia.

Gutenberg B., Richter C. (1944) - Frequency of earthquakes in California. *Bull. seismol. Soc. Amer.*, 34, p. 185-188.

International Seismological Centre (2001) - Bulletin Disks 1-9 [CD-ROM]. Internat. seis. Cent., Thatcham, United Kingdom.

Isacks B.L., Barazangi M. (1977) - Island arcs, deep see trenches, and back-arc basins, in Maurice Ewing Ser. *In* : p. 99-114. Ed. by M. Talwani, *et al.* AGU, Washington, D.C.

Kruger-Knuepfer J.L., Chatelain J-L., Hamburger M.W. et al. (1986) - Evaluation of seismic risk in the Tonga-Fiji-Vanuatu region of the southwest Pacific. A country report: Republic of Vanuatu. Office of U.S. Foreign Disaster Assistance.

Lagabrielle Y., Pelletier B. (2003) - Coseismic and long-term vertical displacement due to back arc shortening, central Vanuatu: Offshore and onshore data following the Mw 7.5, 26 November 1999 Ambrym earthquake. *JGR*, 108, p. 2519.

Lagabrielle Y., Maurizot P., Lafoy Y. et al. (2005) - Post-Eocene extensional tectonics in southern New Caledonia (SW Pacific): Insights from onshore fault analysis and offshore seismic data. *Tectonophysics*, 403, p. 1-28.

Lamarre M., Hareh C. Shah (1988) - Seismic hazard evaluation for sites in California: *development of an expert system*. The John A. Blume Earthquake Engineering Center - Department of Civil Engineering Stanford University - Report No 85,- 180 p.

Louat R. (1977) - Rapport sur la sismicité locale dans le sud de la Nouvelle-Calédonie. Notes techniques de l'ORSTOM.

Louat R., Hamburger M., Monzier M. (1988) - Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process. *In*: Geology and offshore resources of Pacific island arcs-Vanuatu region, p. 329. Shallow and intermediate-depth seismicity in the New Hebrides arc: constraints on the subduction process. *In*: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, Houston, Texas : Green, H. G., Wong, F. L.

Louat R., Baldassari C. (1989) - Chronologie des séismes et des tsunamis ressentis dans la région Vanuatu Nouvelle-Calédonie (1729-1989). Rapports Scientifiques et Techniques. Sciences de la Terre. Géophysique. n°1 ORSTOM, Nouméa, 48 p.

Lussou P., Bard P., Cotton F. (2001) - Seismic Design Regulation Codes: Contribution of K-net data to site effect evaluation. *J. Earthquake Engineering* 5(1), p. 13-33.

McCann W.R. (1980) - Large and moderate size earthquakes: Their relationship to the tectonics of subduction. Thèse, Lamont-Doherty Geol. Observ. of Columbia Univ., Palisades, N.Y.

McCue K. (1999) - Seismic hazard mapping in Australia, the Southwest Pacific and Southeast Asia. *GSHAP. Ann. Geophys. Ital.*, 42 (6), p. 1191-1198.

McVerry G.H., Zhao J.X., Abrahamson N.A., Somerville P.G. (2006) - New Zealand acceleration response spectrum attenuation relations for crustal and subduction zone earthquakes. *Bull. New Zeal. Soc. Earthquake Engineering*, Vol 39, n° 4.

Murphy J.R., O'Brien L.J. (1977) - The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters. *Bull. seism. Soc. Amer.*, vol. 67, p. 877-915.

Nishenko S.P. (1991) - Circum-Pacific seismic potential: 1989-1999. *Pageoph*, 135, p. 169-258.

Ordaz M., Aguilar A., Arboleda J. (2003) - Program for computing seismic hazard, CRISIS 2003 Ver.3.02. UNAM University.

Pelletier B., Calmant S., Pillet R. (1998) - Current tectonics of the Tonga-New-Hebrides region. *EPSL*, 164, p. 263-276.

Pillet R., Pelletier B. (2004) - Tectonique active, Tsunami et sismicité en Nouvelle-Calédonie. Notes Techniques. Sciences de la Terre. Géologie-Géophysique, n° 28, 11 p. IRD.

Reasenber P. (1985) - Second-order moment of central California seismicity. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 5479-5496.

Régnier M., Van de Beuque S., Tribot Laspiere G. (1999) - La sismicité du sud de la Nouvelle-Calédonie ; implications structurales. *C.R. Acad. Sci., Série II*, 329 (2), p. 143-148.

Régnier M., Calmant S., Pelletier B. et al. (2003) - The Mw 7.5 1999 Ambrym earthquake, Vanuatu: a back arc intraplate thrust event. *Tectonics*, 22, p. 1034.

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. *Seismol. Res. Letters*, 68(1), p. 180-189.

SisFrance (2005) - www.sisfrance.net, BRGM, EDF, IRSN.

Suckale J., Grünthal G., Regnier M., Bosse C. (2005) - Probabilistic Seismic Hazard Assessment for Vanuatu. Scientific Technical Report STR 05/16. 66p. GeoForschungsZentrum. Postdam.

Takahashi T., Kobayashi S., Fukushima Y., Zhao J., Nakamura H., Somerville P. (2000) - A spectral Attenuation Model for Japan using strong motion data base, Proceedings of the Sixth International Conference on Seismic Zonation.

Uhrhammer R. (1986) - Characteristics of northern and southern California seismicity. *Earthquake Notes* 57, 21.

Utsu T. (1965) - A method for determining the value of b in a formula $\log n = a - bm$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophys. Bull. Hokkaido, Univ.*, 13, p. 99-103.

Weichert D.H. (1980) - Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observational periods for different magnitudes. *Bull. seismol. Soc. Amer.* 70, p. 1337-1346.

Youngs R.R., Chiou S.-J., Silva W.J., Humphrey J.R. (1997) - Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. *Seismol. Res. Letters*, 68(1), p. 58-73.

Zao J.X., Dowrick D.J., McVerry G.H. (1997) - Attenuation of peak ground accelerations in New Zealand earthquakes. *Bull. New Zeal. Nat. Soc. Earthquake Engineering*, 30(2), p. 133-158.

Annexe 1

Lexique

CMT Harvard : Centroïd Moment Tensor. Base de données de tenseur de Moment de Harvard, servant de référence pour les mécanismes au foyer et les magnitudes de moment M_w .

GSHAP Global Seismic Hazard Assessment Programme : projet de carte mondiale d'aléa probabiliste pour une période de retour de 475 ans.

IRD : Institut de Recherche pour le Développement (ex ORSTOM).

ISC : International Seismological Center.

M_b : magnitude d'onde de volume.

M_S : magnitude d'onde de surface.

M_w : magnitude de Moment.

NEIC : National Earthquake Information Center.

ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer.

PGA : Peak Ground Acceleration, accélération horizontale maximale du sol.

SMHV : Séismes Maximaux Historiquement Vraisemblables.

SMS : Séismes Majorés de Sécurité.

USGS: United States Geological Survey.

Annexe 2

Paramètres d'activité de chaque zone

Code	Région	Superficie (km ²)	beta	err beta	b	err b	nu(5)	err nu	nu/km ²	nb
R1	intra océanique	2526000	2.39	0.24	1.04	0.10	0.39	0.04	1.55E-07	78
R2	Bombement Externe diffus	286500	3.11	0.32	1.35	0.14	0.16	0.02	5.42E-07	58
R3	Intra Bassin Fidjien	555300	2.31	0.10	1.00	0.04	1.77	0.10	3.18E-06	331
R4	Bombement Externe Segment Nord	19610	2.02	0.33	0.88	0.14	0.20	0.04	9.99E-06	29
R5	Bombement Externe Segment Centre	43620	1.82	0.15	0.79	0.06	1.22	0.10	2.81E-05	154
R6	Bombement Externe collision Ride Loyauté	12300	1.44	0.20	0.62	0.09	0.52	0.07	4.22E-05	50
R7	Bombement Externe Segment sud	26280	2.34	0.18	1.02	0.08	0.58	0.06	2.19E-05	111
R8	Interplaque Segment sud	78470	1.80	0.13	0.78	0.06	1.22	0.10	1.55E-05	153
R9	Interplaque collision ride Loyauté	15570	1.37	0.12	0.60	0.05	1.47	0.13	9.42E-05	135
R10	Interplaque Segment centre	56350	1.57	0.07	0.68	0.03	4.26	0.20	7.56E-05	453
R11	Interplaque Segment nord	42380	1.51	0.09	0.66	0.04	2.40	0.15	5.67E-05	245
R12	Arrière Arc Segment nord	36550	1.46	0.12	0.63	0.05	1.53	0.13	4.19E-05	150
R13	Arrière Arc Segment centre	76410	1.87	0.12	0.81	0.05	1.36	0.10	1.78E-05	180
R14	Arrière Arc Segment sud	89710	1.92	0.18	0.83	0.08	0.76	0.08	8.53E-06	104
R15	Intra-plaque plongeante collision Ride Loyauté	34080	1.38	0.10	0.60	0.04	2.13	0.15	6.24E-05	197
R16	Intra-plaque plongeante sud actif	26750	1.72	0.10	0.75	0.05	1.99	0.13	7.42E-05	234
R17	Intra-plaque plongeante centre diffus	17090	1.76	0.24	0.76	0.11	0.39	0.06	2.267E-05	47
R18	Intra-plaque plongeante nord actif	25080	1.58	0.11	0.69	0.05	1.81	0.13	7.20E-05	193

Les calculs d'activité sismique sont faits par la méthode de Weichert (1980). La magnitude minimale prise en compte est de $M_w = 4.0$ pour chaque zone. Les classes de magnitude ont une largeur de 0.1. Le taux annuel d'activité est calculé pour une magnitude $M_w \geq 5.0$.

Sur les graphiques :

- points bleus : nombre annuel de séismes de magnitude supérieure à la magnitude ;
- droite rouge : Gutenberg – Richter obtenu à partir des résultats de calculs ;
- en encart en haut à droite : schéma du zonage, en grisé la zone concernée par le calcul.

Région 1 : Intraocéanique

$b = 1.04 \pm 0.10$ $\beta = 2.39 \pm 0.24$ $\nu(Mw = 5) = 0.39 \pm 0.04$ Nb de valeurs : 78

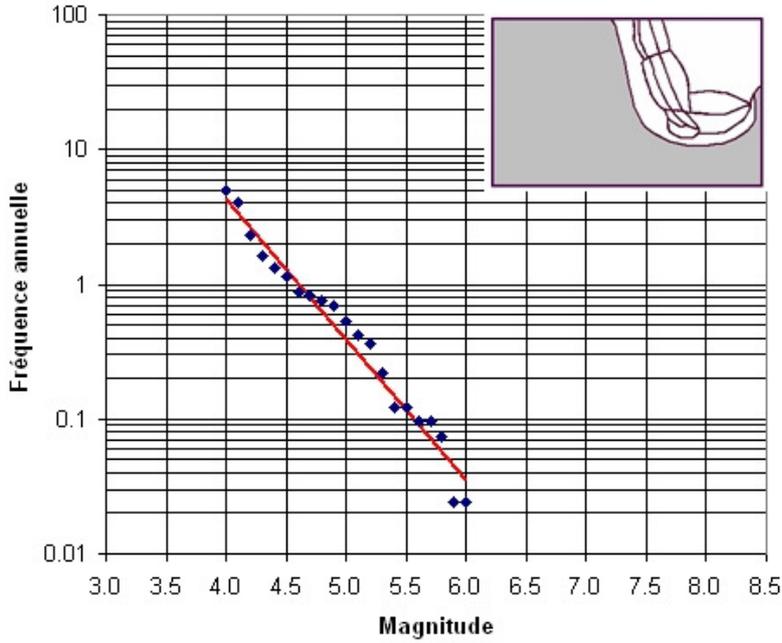


Figure 40 - Relation fréquence-magnitude région 1.

Région 2 : Avant Arc diffus

$b = 1.35 \pm 0.14$ $\beta = 3.11 \pm 0.32$ $\nu(Mw = 5) = 0.16 \pm 0.02$ Nb de valeurs : 58

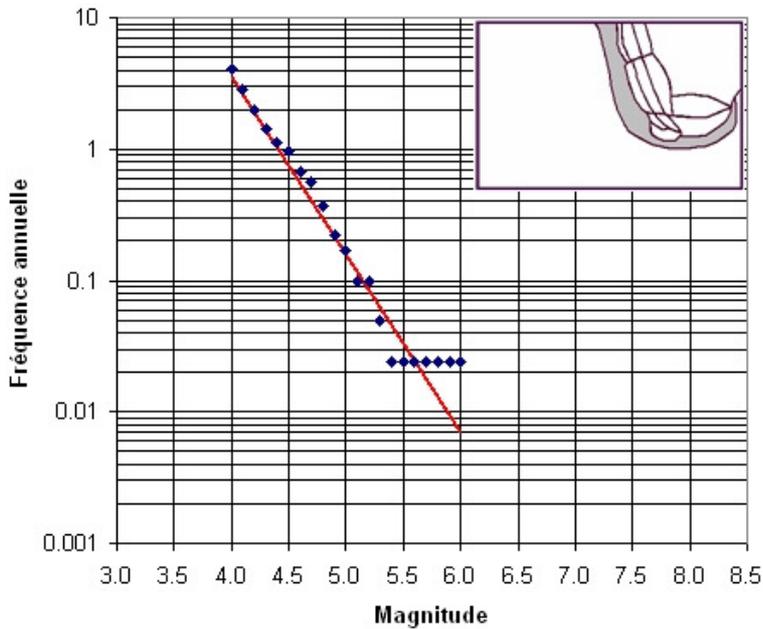


Figure 41 - Relation fréquence-magnitude région 2.

Région 3 : Intra Bassin Fidjien

$b = 1.00 \pm 0.04$ $\beta = 2.31 \pm 0.10$ $\nu(M_w = 5) = 1.77 \pm 0.10$ Nb de valeurs : 331

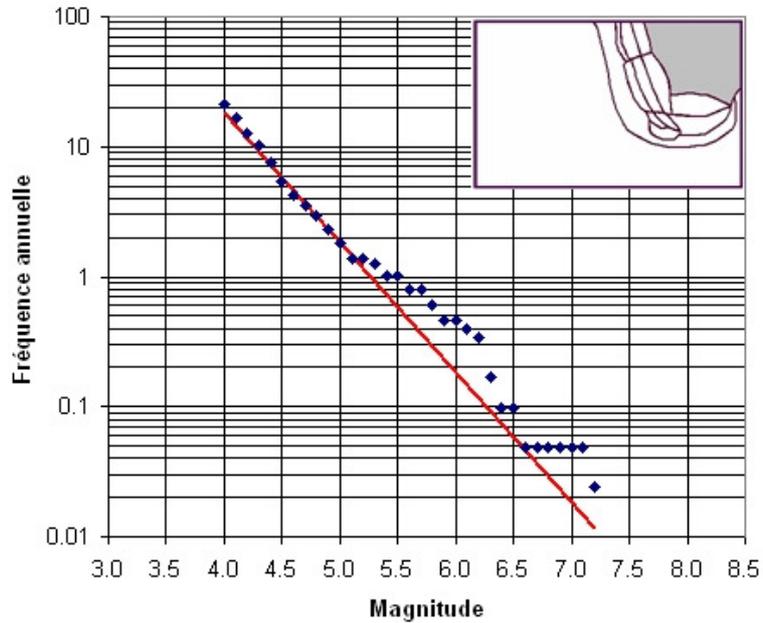


Figure 42 - Relation fréquence-magnitude région 3.

Région 4 : Avant Arc Segment Nord

$b = 0.88 \pm 0.14$ $\beta = 2.02 \pm 0.33$ $\nu(M_w = 5) = 0.20 \pm 0.04$ Nb de valeurs : 29

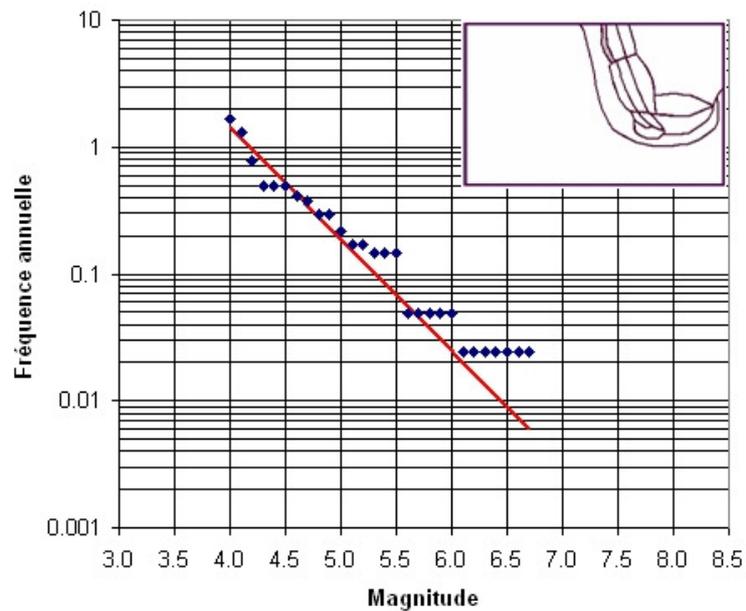


Figure 43 - Relation fréquence-magnitude région 4.

Région 5 : Avant Arc Segment Centre

$b = 0.79 \pm 0.06$ $\beta = 1.82 \pm 0.15$ $\nu(Mw = 5) = 1.22 \pm 0.10$ Nb de valeurs : 154

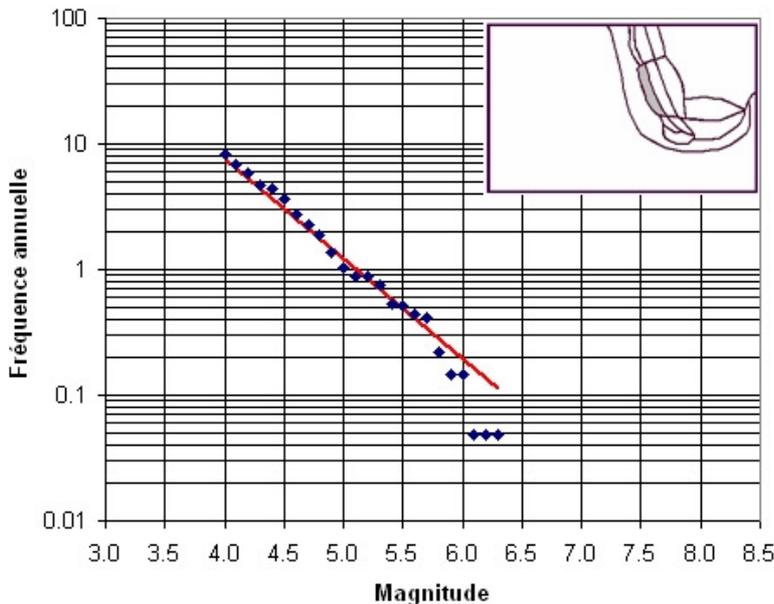


Figure 44 - Relation fréquence-magnitude région 5.

Région 6 : Avant Arc collision ride Loyauté

$b = 0.62 \pm 0.09$ $\beta = 1.44 \pm 0.20$ $\nu(Mw = 5) = 0.52 \pm 0.07$ Nb de valeurs : 50

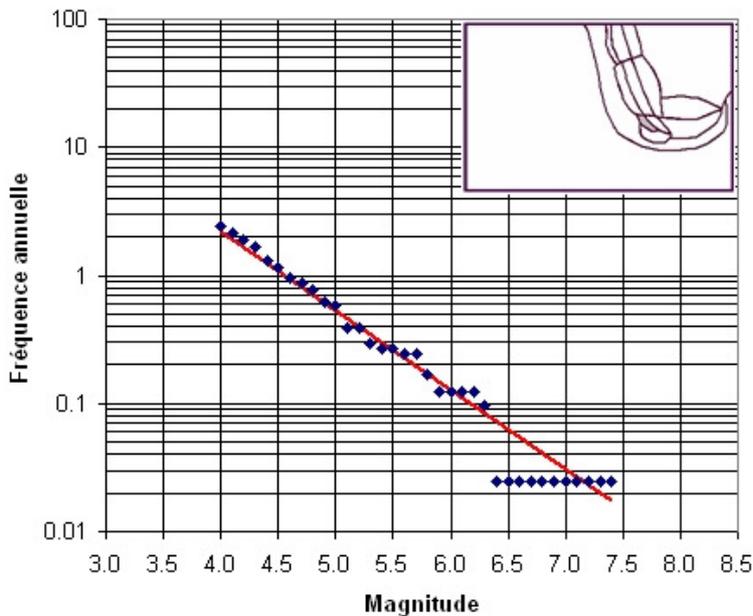


Figure 45 - Relation fréquence-magnitude région 6.

Région 7 : Avant Arc Segment Sud

$b = 1.02 \pm 0.08$ $\beta = 2.34 \pm 0.18$ $\nu(Mw = 5) = 0.58 \pm 0.06$ **Nb de valeurs : 111**

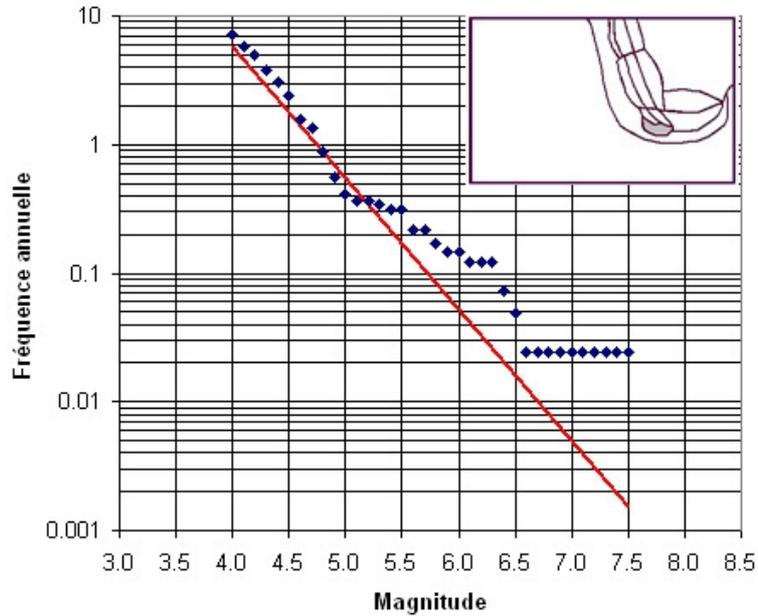


Figure 46 - Relation fréquence-magnitude région 7.

Région 8 : Interplaque Segment Sud

$b = 0.78 \pm 0.06$ $\beta = 1.80 \pm 0.13$ $\nu(Mw = 5) = 1.22 \pm 0.10$ **Nb de valeurs : 153**

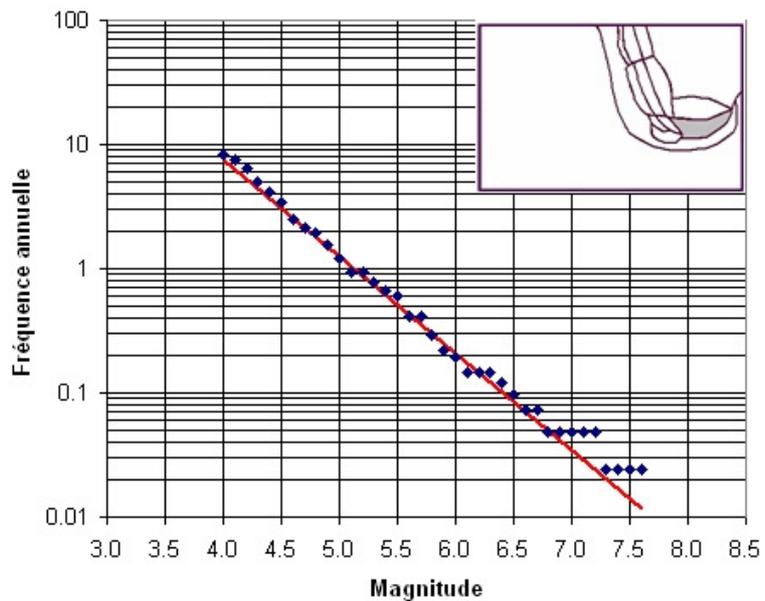


Figure 47 - Relation fréquence-magnitude région 8.

Région 9 : Interplaque collision ride Loyauté

$b = 0.60 \pm 0.05$ $\beta = 1.37 \pm 0.12$ $\nu(Mw = 5) = 1.47 \pm 0.13$ Nb de valeurs : 135

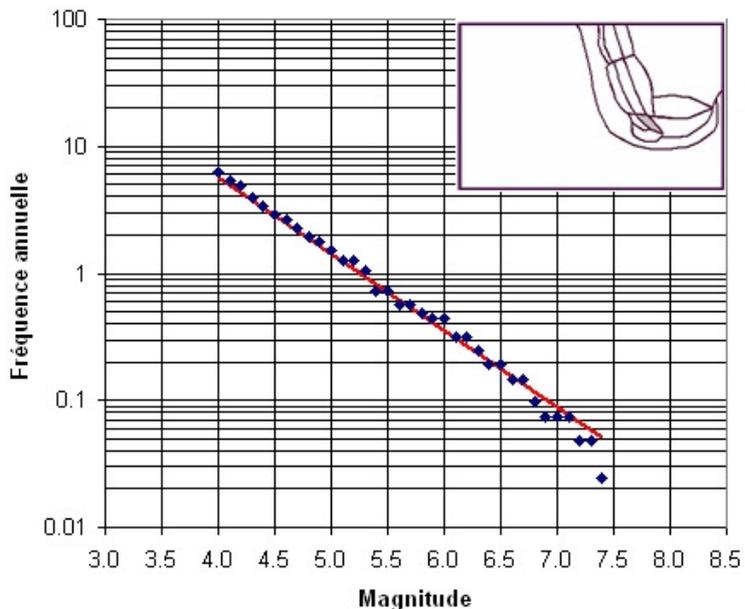


Figure 48 - Relation fréquence-magnitude région 10.

Région 10 : Interplaque Segment Centre

$b = 0.68 \pm 0.03$ $\beta = 1.57 \pm 0.07$ $\nu(Mw = 5) = 4.26 \pm 0.20$ Nb de valeurs : 453

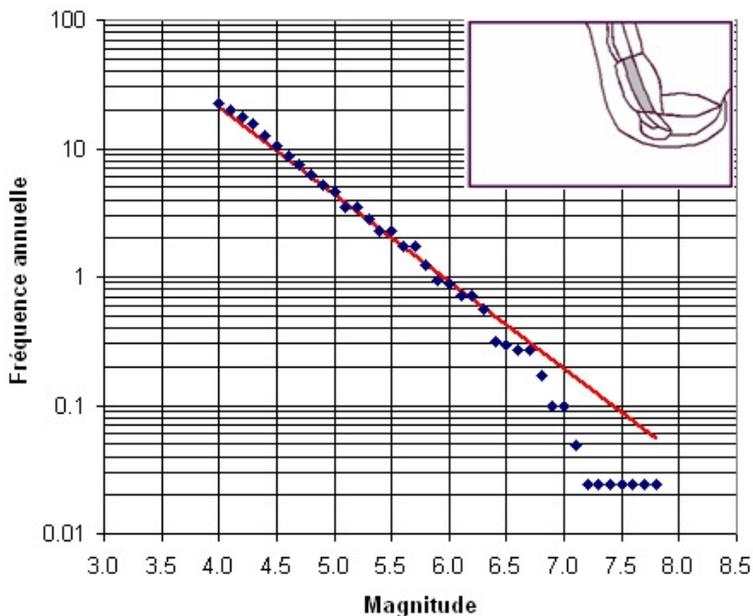


Figure 49 - Relation fréquence-magnitude région 11.

Région 11 : Interplaque Segment Nord

$b = 0.66 \pm 0.04$ $\beta = 1.51 \pm 0.09$ $\nu(Mw = 5) = 2.40 \pm 0.15$ Nb de valeurs : 245

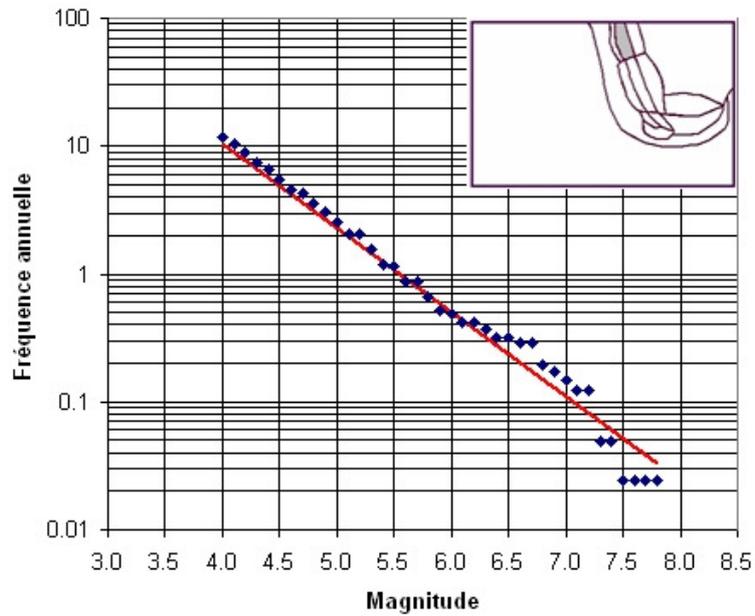


Figure 50 - Relation fréquence-magnitude région 11.

Région 12 : Arrière Arc Segment Nord

$b = 0.63 \pm 0.05$ $\beta = 1.46 \pm 0.120$ $\nu(Mw = 5) = 1.53 \pm 0.13$ Nb de valeurs : 150

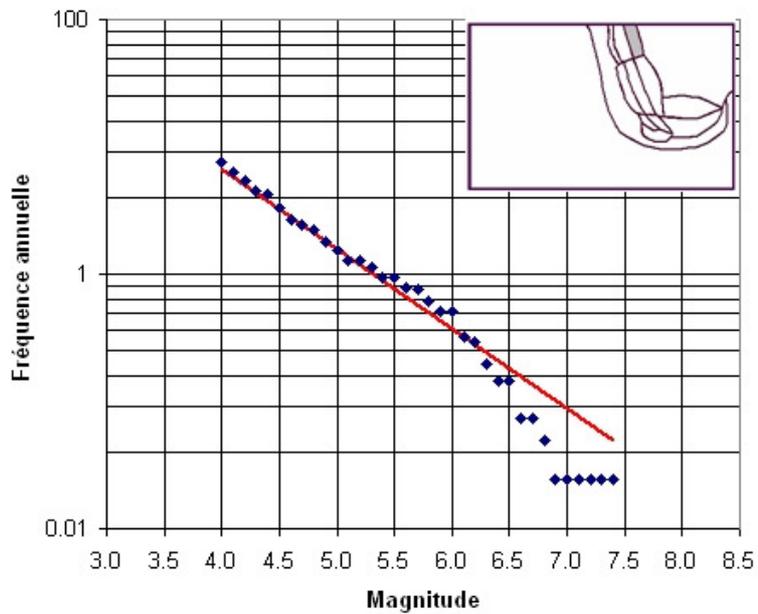


Figure 51 - Relation fréquence-magnitude région 12.

Région 13 : Arrière Arc Segment Centre

$b = 0.81 \pm 0.05$ $\beta = 1.87 \pm 0.12$ $v(Mw = 5) = 1.36 \pm 0.10$ Nb de valeurs : 180

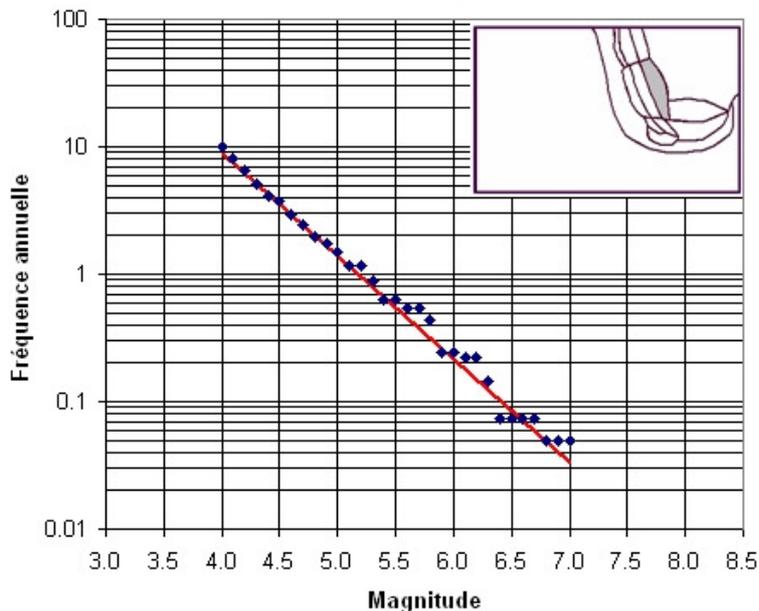


Figure 52 - Relation fréquence-magnitude région 13.

Région 14 : Arrière Arc Segment Sud

$b = 0.83 \pm 0.08$ $\beta = 1.92 \pm 0.18$ $v(Mw = 5) = 0.76 \pm 0.08$ Nb de valeurs : 104

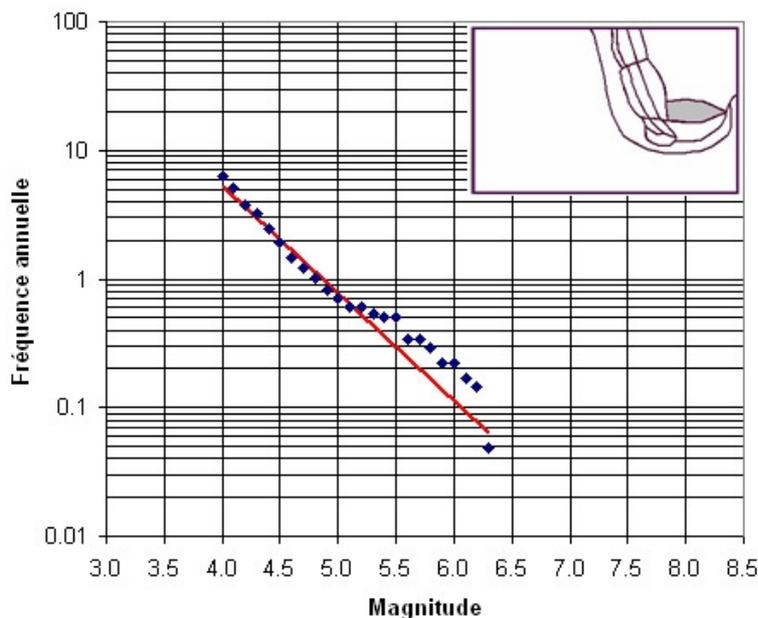


Figure 53 - Relation fréquence-magnitude région 14.

Région 15 : Intra slab collision Ride Loyauté

$b = 0.60 \pm 0.04$ $\beta = 1.38 \pm 0.10$ $\nu(Mw = 5) = 2.13 \pm 0.15$ Nb de valeurs : 197

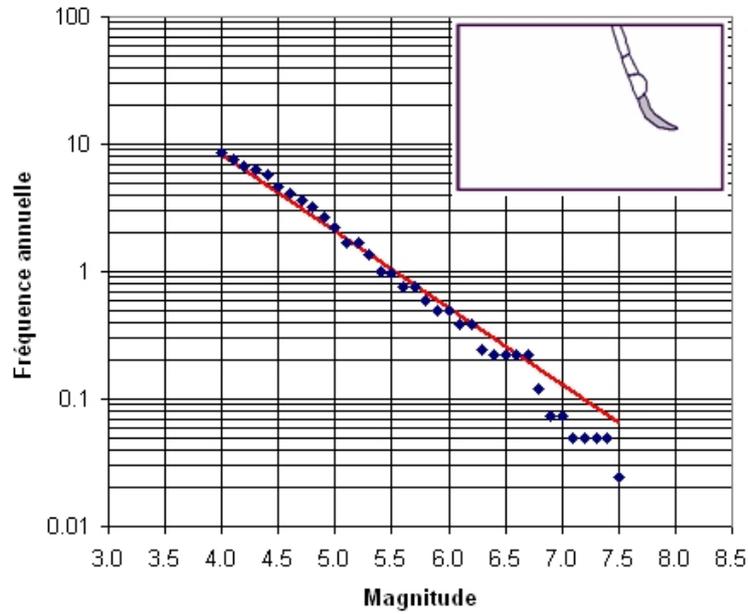


Figure 54 - Relation fréquence-magnitude région 15.

Région 16 : Intra slab Sud actif

$b = 0.75 \pm 0.05$ $\beta = 1.72 \pm 0.10$ $\nu(Mw = 5) = 1.99 \pm 0.13$ Nb de valeurs : 234

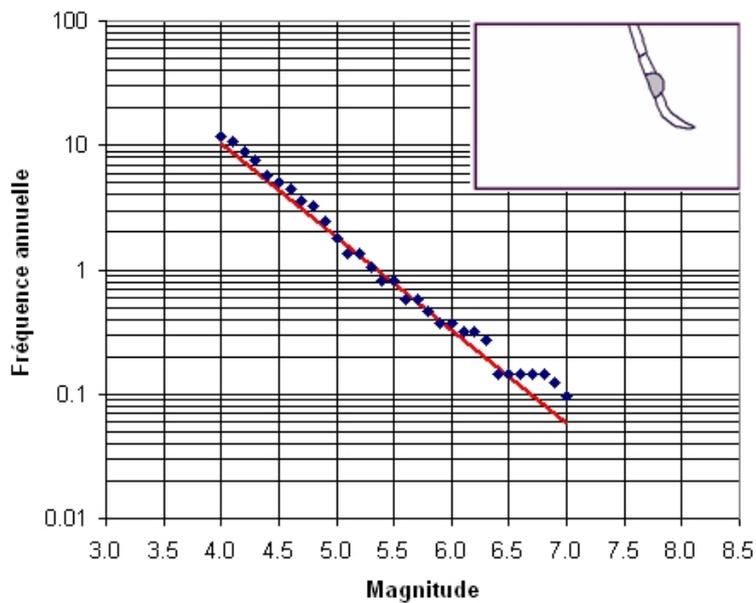


Figure 55 - Relation fréquence-magnitude région 16.

Région 17 : Intra slab Centre diffus

$b = 0.76 \pm 0.11$ $\beta = 1.76 \pm 0.24$ $\nu(Mw = 5) = 0.39 \pm 0.06$ Nb de valeurs : 47

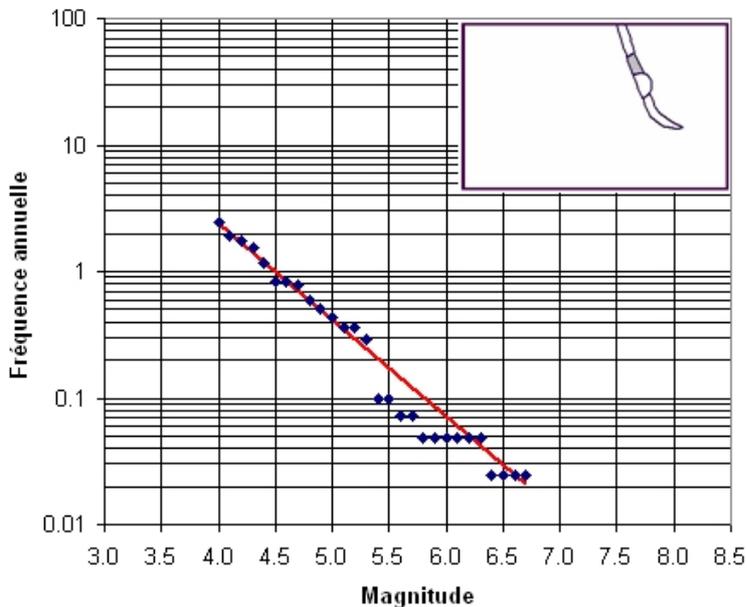


Figure 56 - Relation fréquence-magnitude région 17.

Région 18 : Intra slab Nord actif

$b = 0.69 \pm 0.05$ $\beta = 1.58 \pm 0.11$ $\nu(Mw = 5) = 1.81 \pm 0.13$ Nb de valeurs : 193

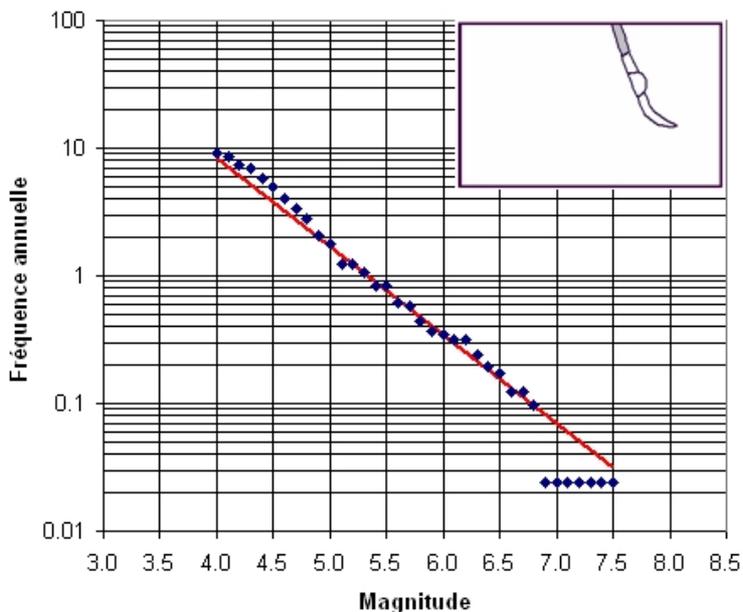


Figure 57 - Relation fréquence-magnitude région 18.

Annexe 3

Cartes et spectres d'aléa probabiliste

Les cartes d'isovaleurs de l'accélération horizontale maximale du sol (pga) sont représentées pour un sol au rocher et pour une période de retour de 475 ans (Figure 58 à Figure 63). Les accélérations sont reportées en mg. Les périodes spectrales sont respectivement le pga, 0.1, 0.2, 0.4, 1.0 et 2.0 secondes. L'intervalle entre deux lignes est de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà de 300 mg. Les isovaleurs 70, 110, 160, 300 mg ont été représentées avec des traits plus épais, de même pour les isovaleurs 600, 900, 1 200 mg.

Des spectres probabilistes correspondant à des niveaux d'accélération horizontale maximale du sol de 70, 110, 160 et 300 mg sont représentés sur les Figure 64 à Figure 67. Ils correspondent à des points pris comme étant représentatifs de ces niveaux d'accélération. Les coordonnées de ces points sont indiquées au-dessus des figures.

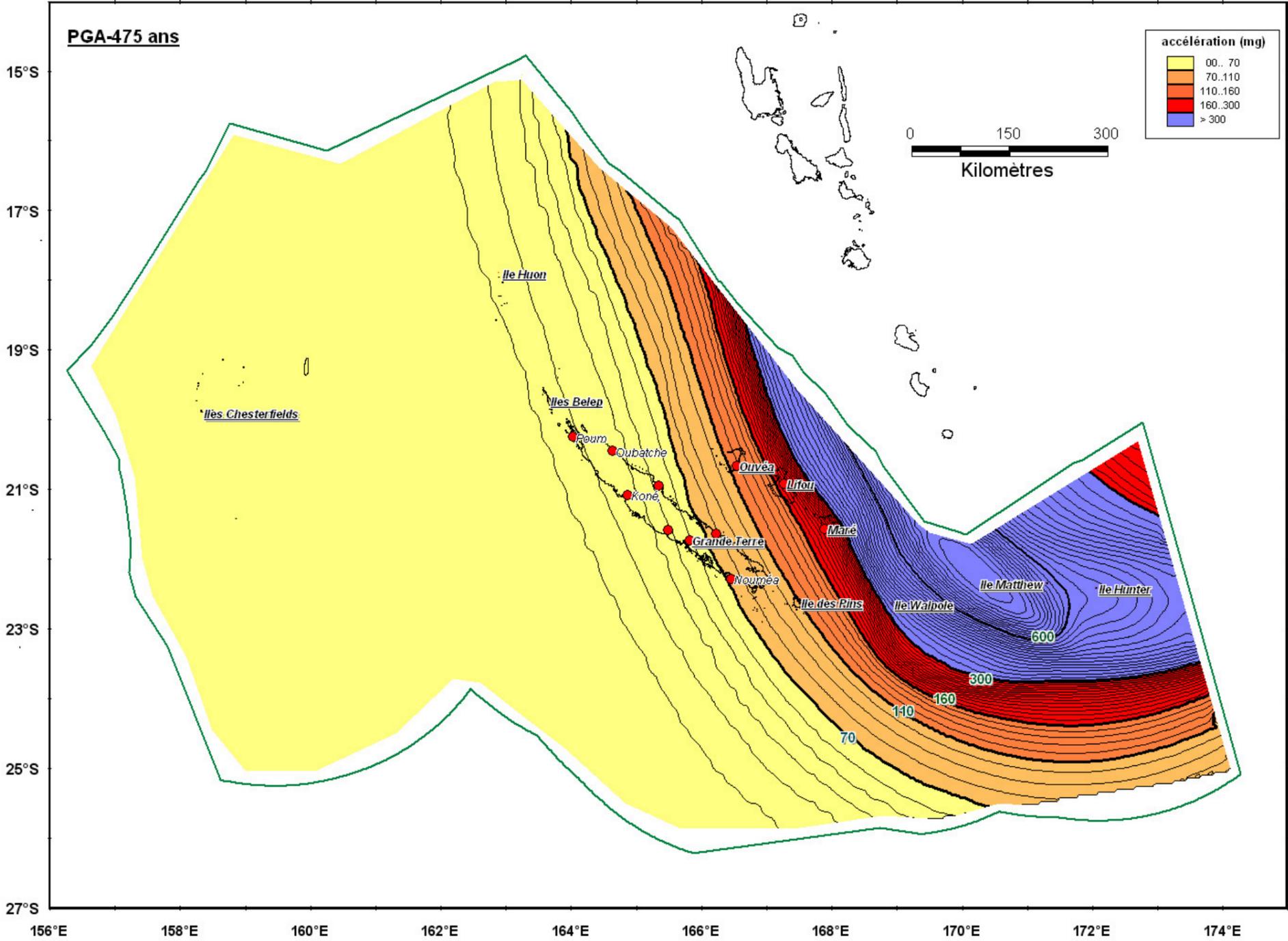


Figure 58 - Isovaleurs de l'accélération horizontale maximale du sol en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).

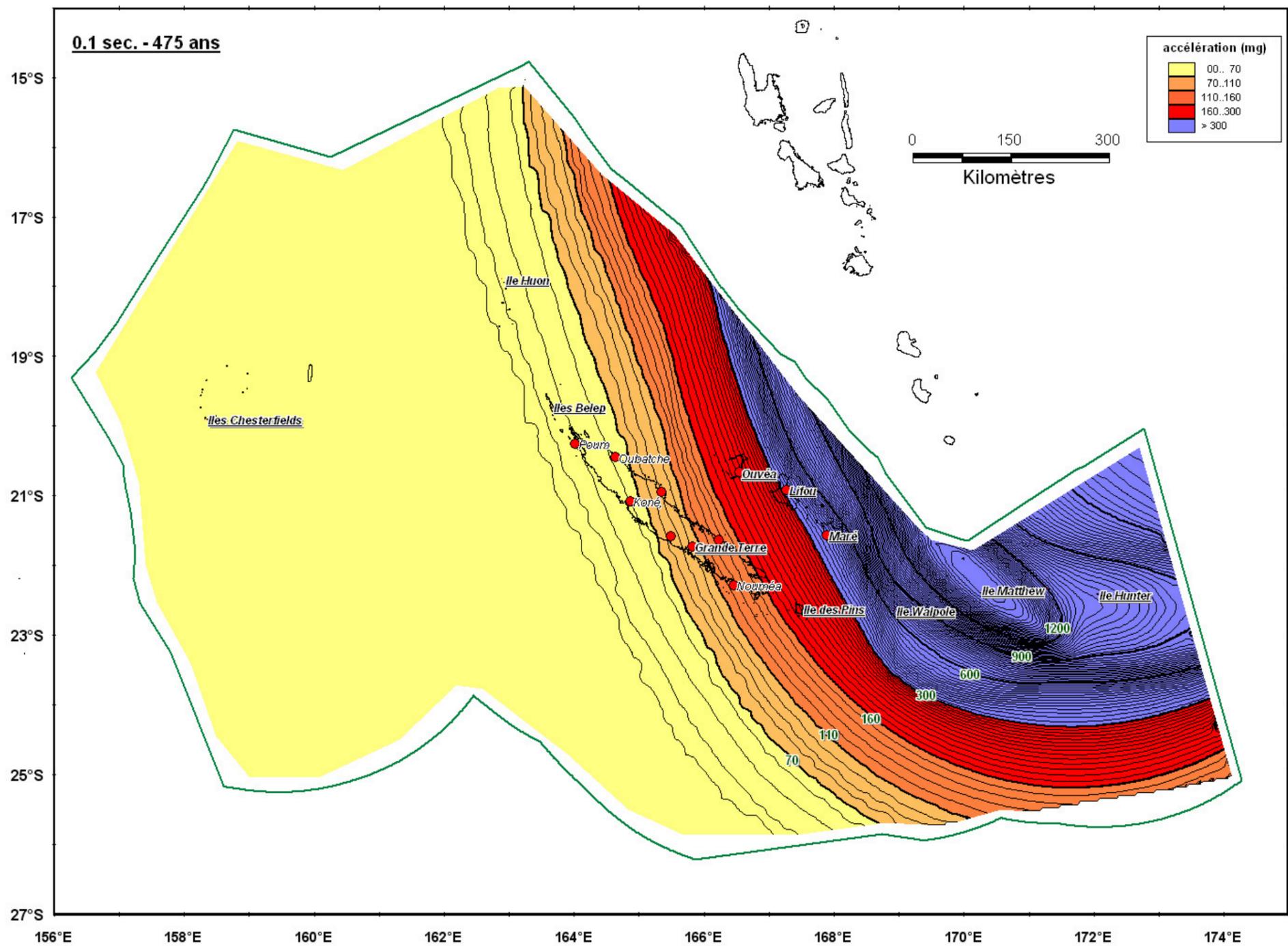


Figure 59 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 0.1 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).

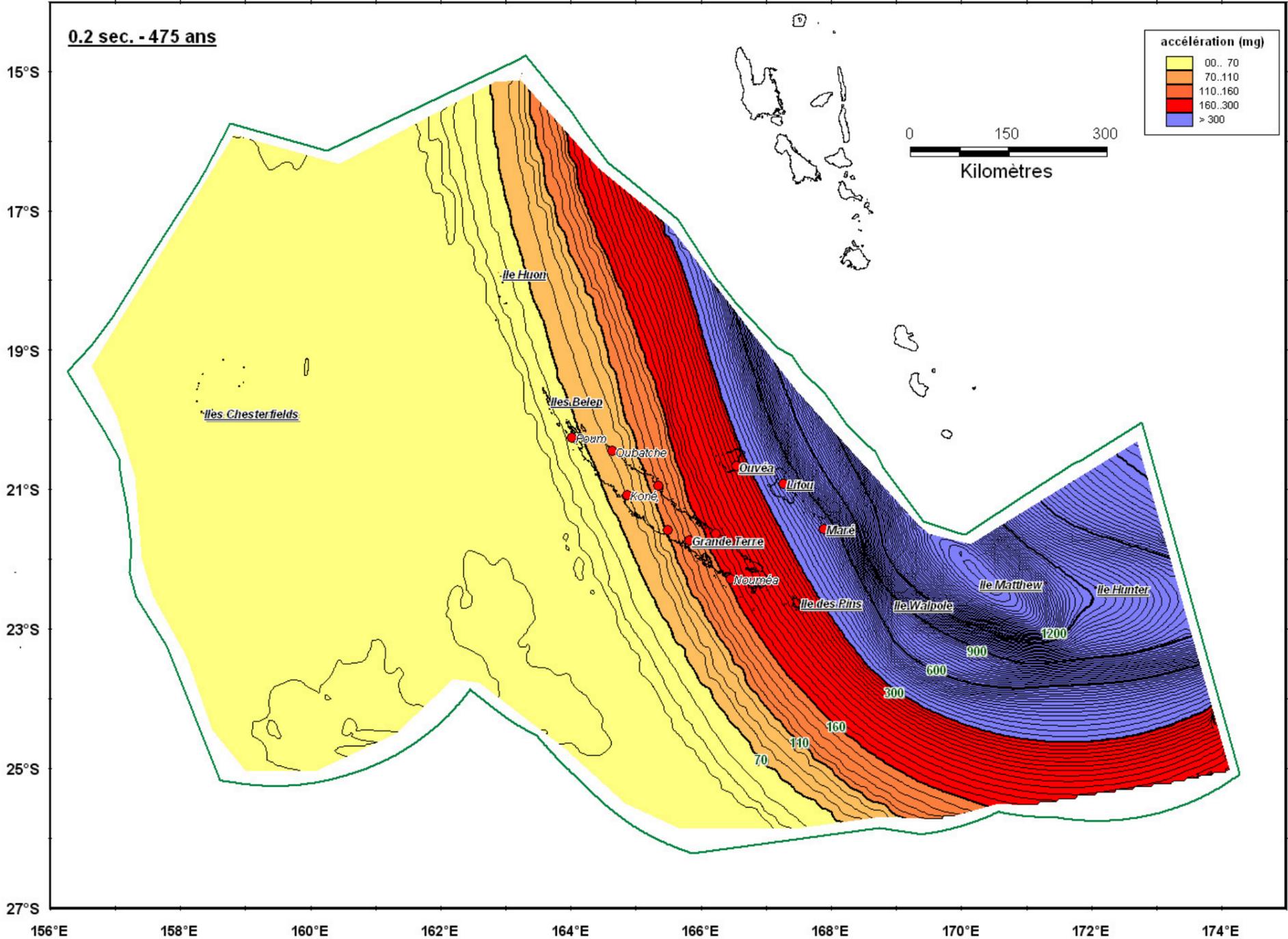


Figure 60 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 0.2 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).

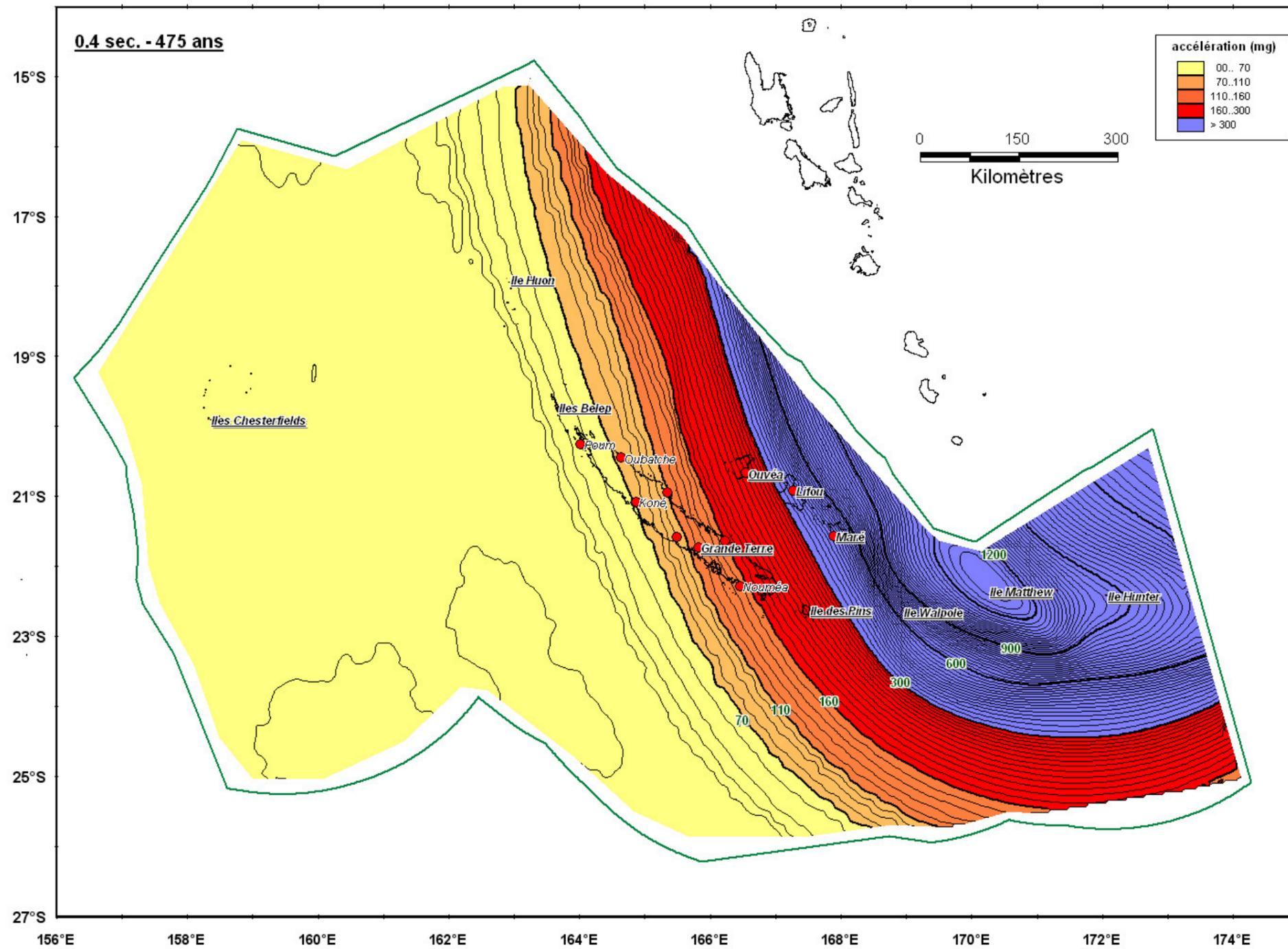


Figure 61 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 0.4 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).

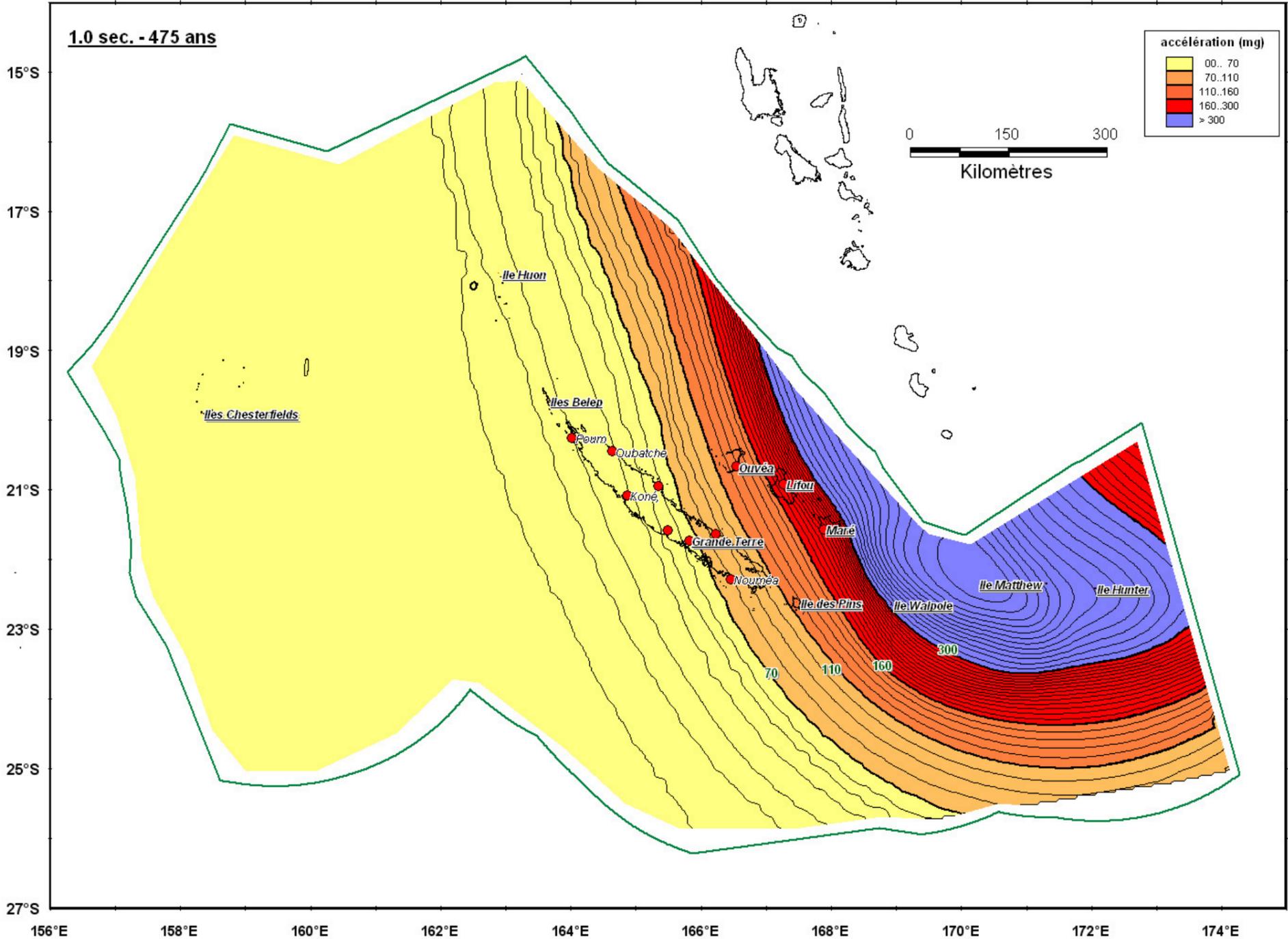


Figure 62 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 1.0 seconde de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg entre 0 et 300 mg, de 20 mg au-delà).

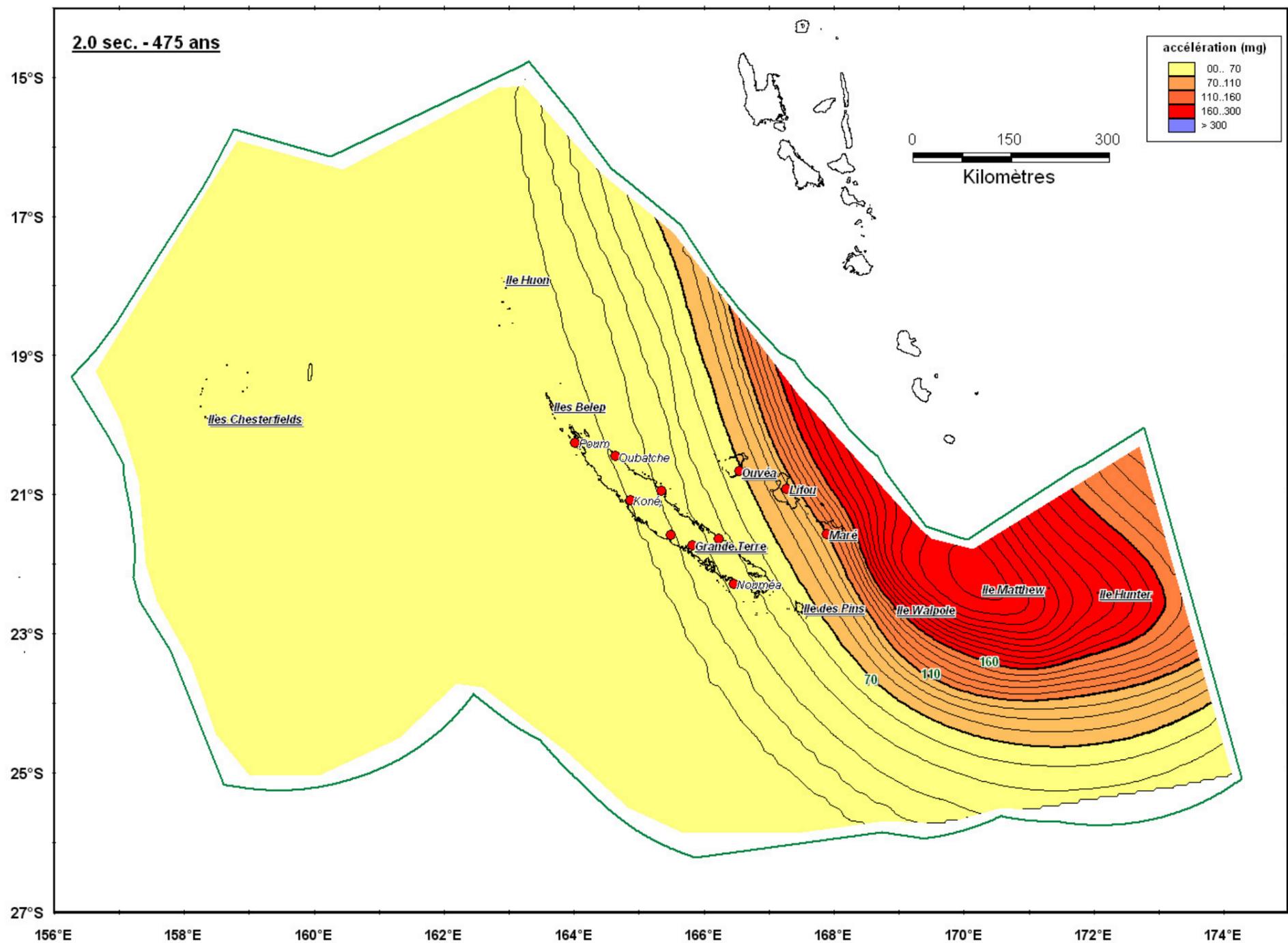


Figure 63 - Isovaleurs de l'accélération spectrale à 2.0 secondes de période en mg pour une période de retour de 475 ans (intervalles de 10 mg).

**Spectres probabilistes au rocher horizontal– Période de retour 475 ans.
Spectre pour un niveau d'accélération horizontale maximale de 70 mg
Point de référence : Longitude 166.1°E Latitude 21.8°S – Grande Terre**

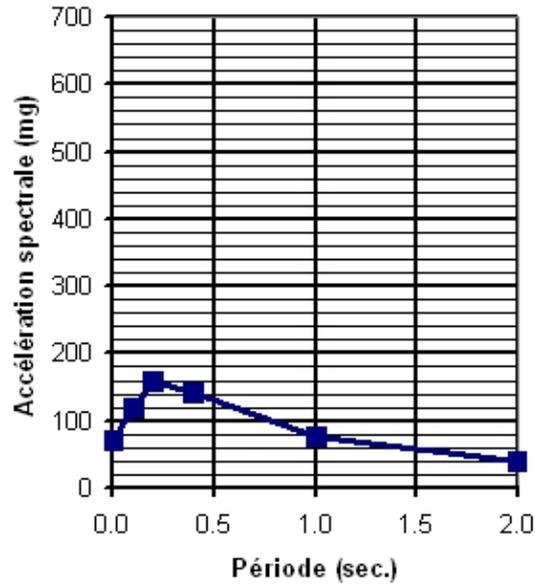


Figure 64 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 70 mg.

**Spectre pour un niveau d'accélération horizontale maximale de 110 mg
Point de référence : Longitude 166.4°E Latitude 20.6°S - Loyauté**

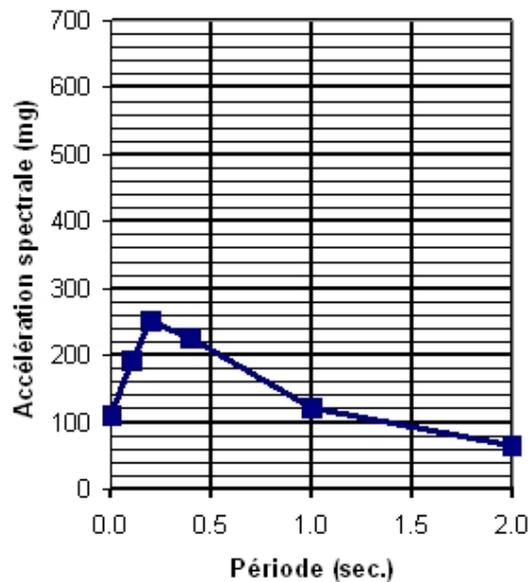


Figure 65 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 110 mg.

Spectre pour un niveau d'accélération horizontale maximale de 160 mg
Point de référence : Longitude 167.2°E Latitude 21.0°S - Loyauté

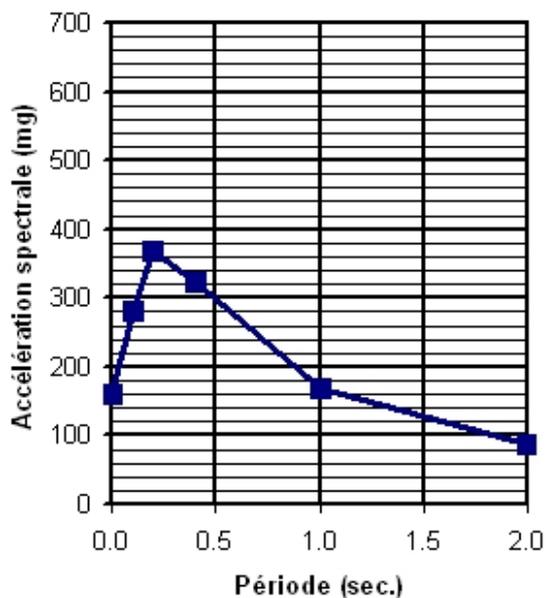


Figure 66 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 160 mg.

Spectre pour un niveau d'accélération horizontale maximale de 300 mg
Point de référence : Longitude 168.2°E Latitude 21.6°S - Loyauté

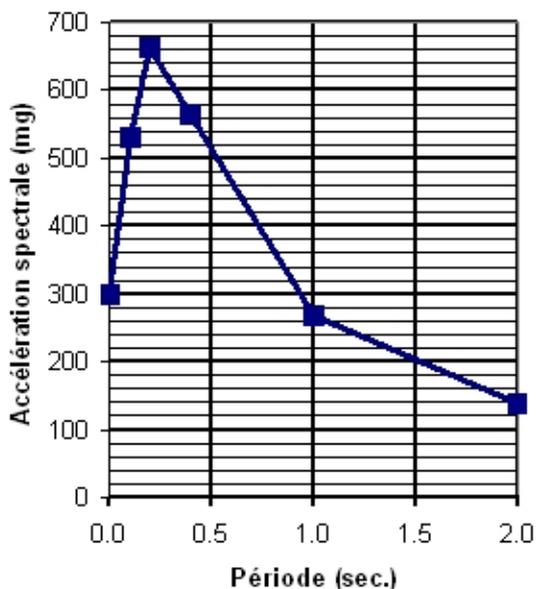


Figure 67 - Spectre probabiliste au rocher horizontal - pga 300 mg.

Annexe 4

Cartes d'aléa – Méthode déterministe

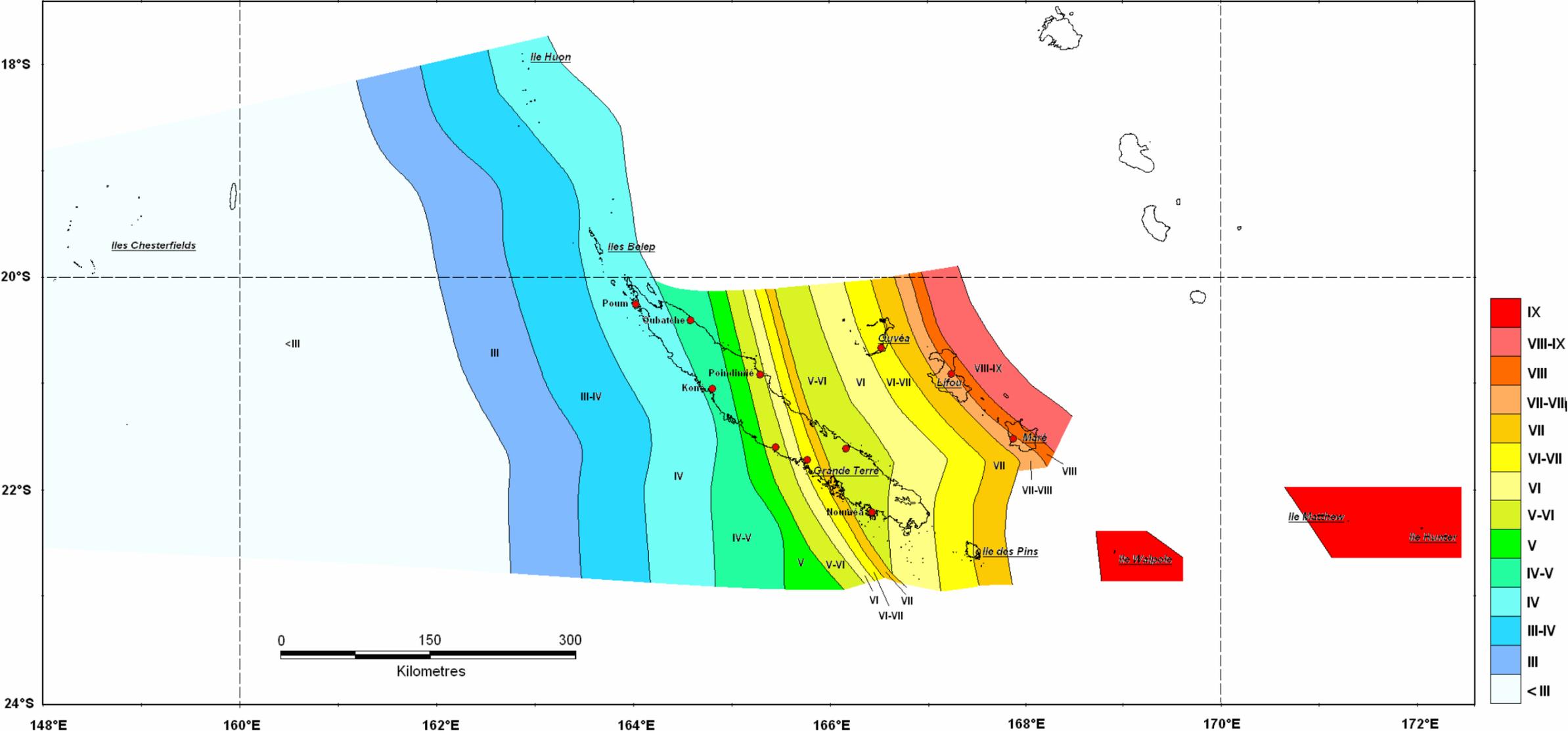


Figure 68 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources lointaines). Carte de l'intensité ISMHV.

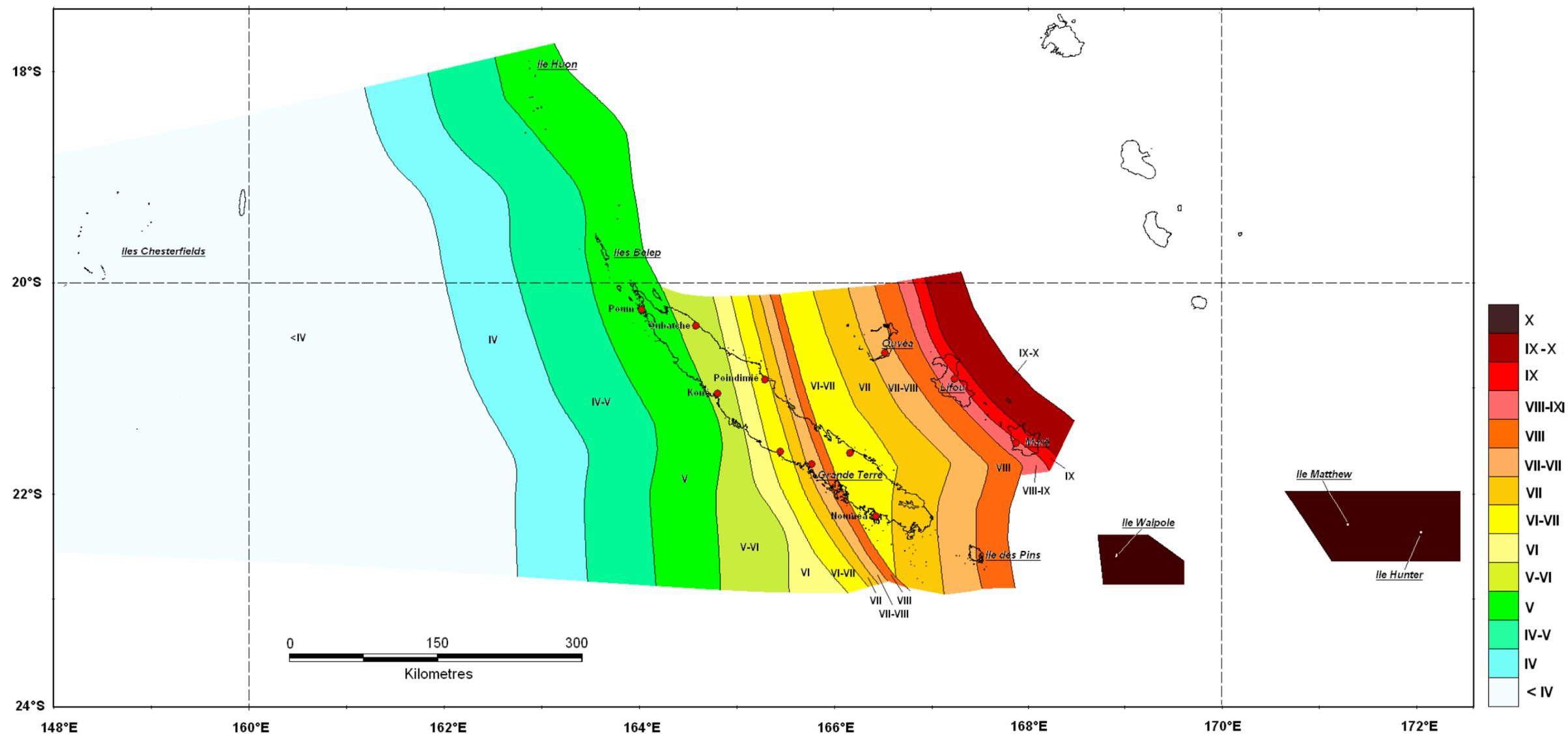


Figure 69 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources lointaines). Carte de l'intensité I_{SMS} .

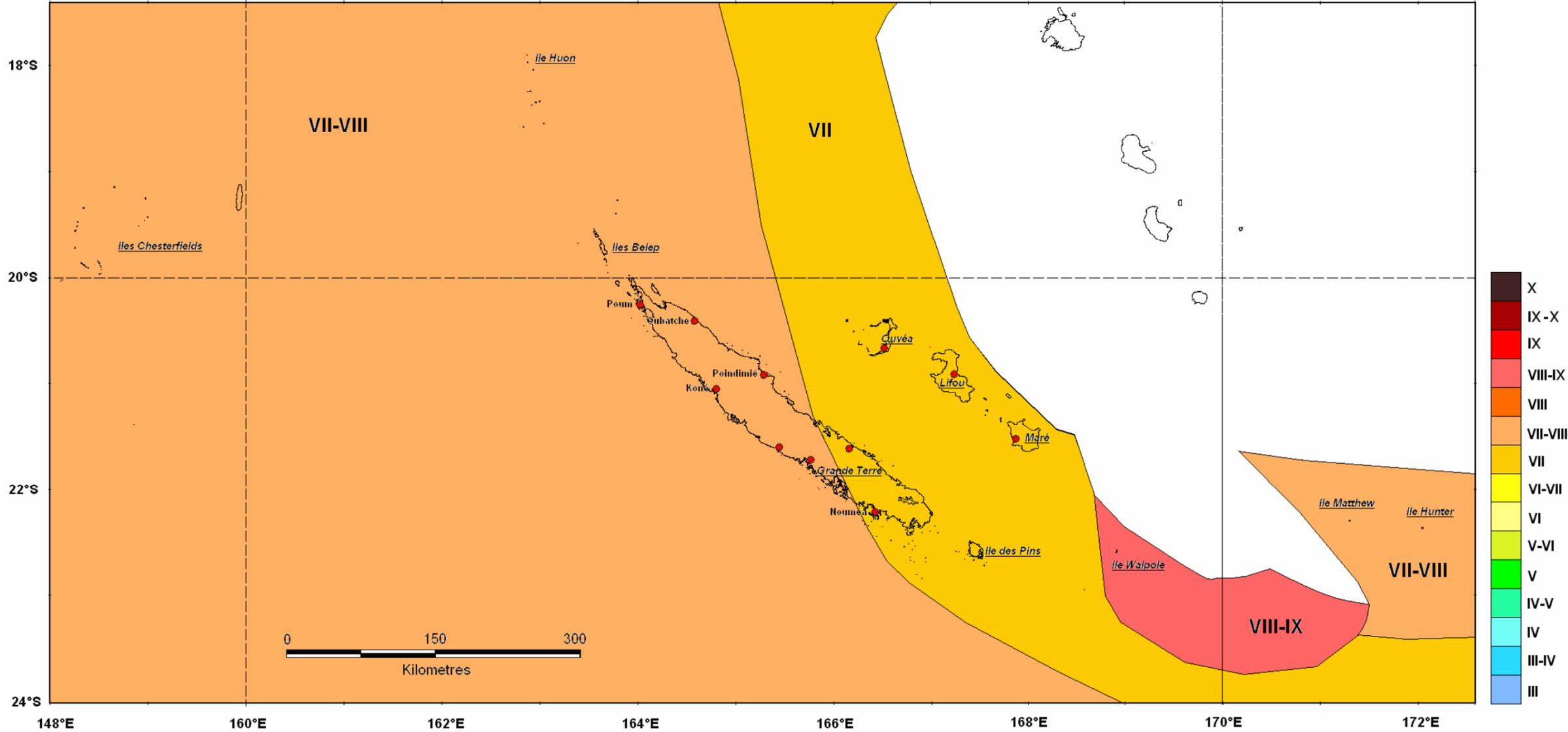


Figure 70 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources proches). Carte de l'intensité I_{SMHV} .

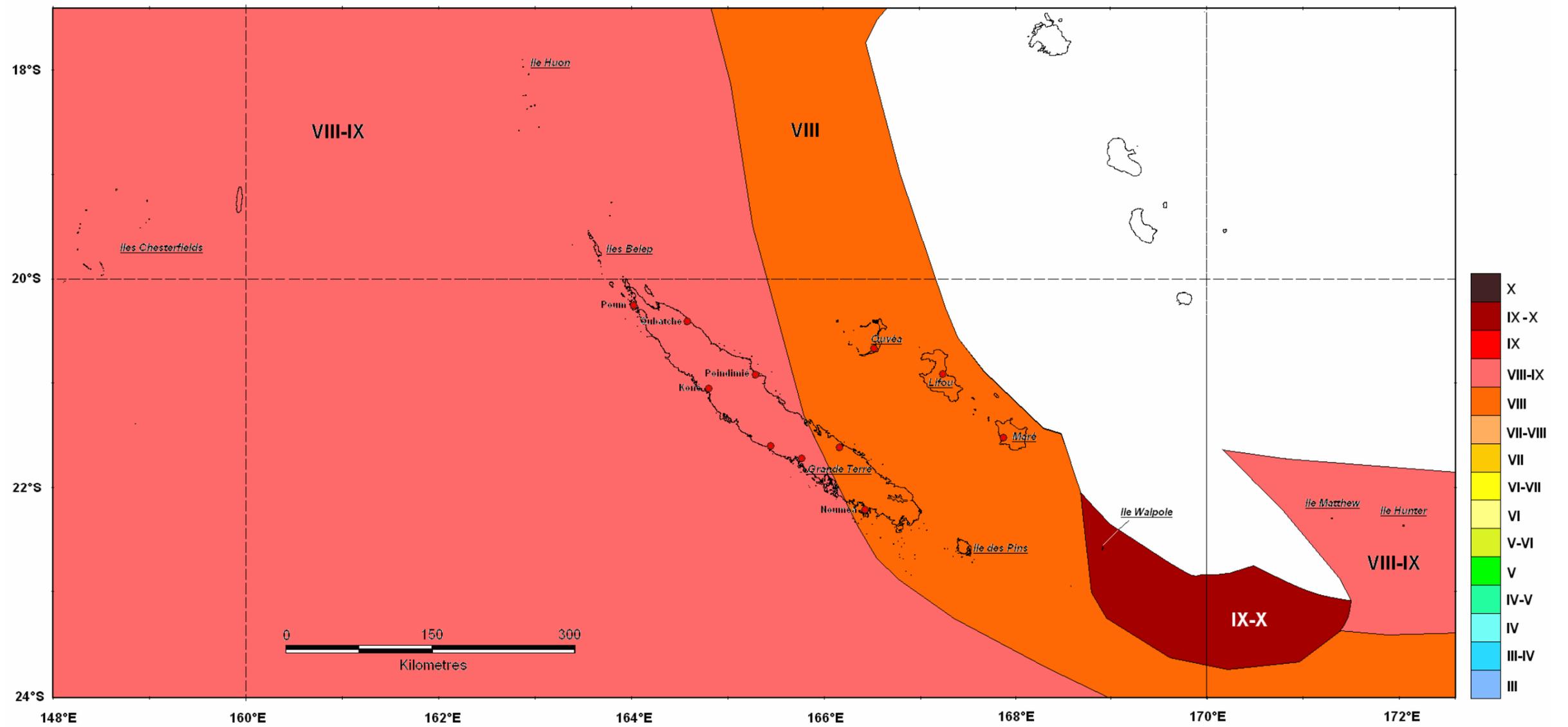


Figure 71 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe (sources proches). Carte de l'intensité I_{SMS} .

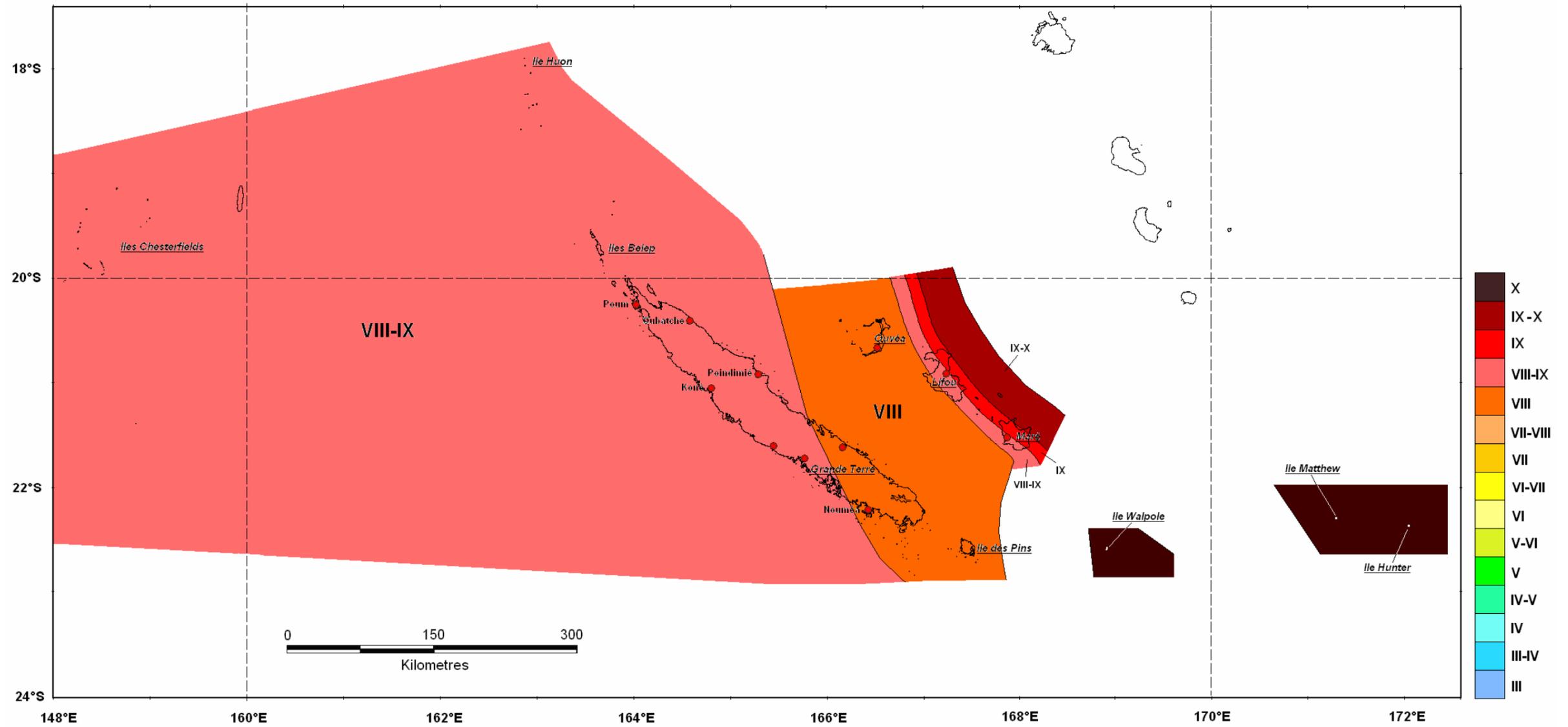


Figure 73 - Zonage sismique de la Nouvelle-Calédonie par méthode déterministe. Carte de l'intensité I_{SMS} provenant des sources proches et des sources lointaines.

Annexe 5

Spectres déterministes de réponse élastique au rocher horizontal

Sont représentés les spectres de réponse au SMHV et au SMS pour les champs proche et lointain. Lorsque le spectre de l'un des champs couvrait celui de l'autre pour toute la gamme de fréquences, nous n'avons représenté que le spectre majorant des deux. La valeur (en g) de l'accélération horizontale maximale du sol (PGA) calculée au SMS est indiquée sur chaque figure (en bas à droite).

La relation d'atténuation utilisée pour les séismes crustaux non liés de façon directe à la subduction (Sadigh *et al.*, 1997) est définie pour une magnitude de moment M_w variant entre 3.8 et 7.4, et pour une distance R_z (plus courte distance au plan de faille) variant de 3 à 200 km. Aussi, il est à noter que dans certains cas, la magnitude des séismes considérés est définie en dehors de ce domaine de validité (SMHV et SMS lointains de la Figure 76, de la Figure 80 et de la Figure 81 et SMS lointains de la Figure 77, de la Figure 78 et de la Figure 79).

**SMHV et SMS au rocher horizontal affleurant
îles Chesterfields, Huon, Belep et nord de Grande Terre
Source proche
(Sadigh et al. 1997)**

- - - - - SMHV proche : $M_w=5.7$; $R_z=10$ km
————— SMS proche : $M_w=6.2$; $R_z=10$ km

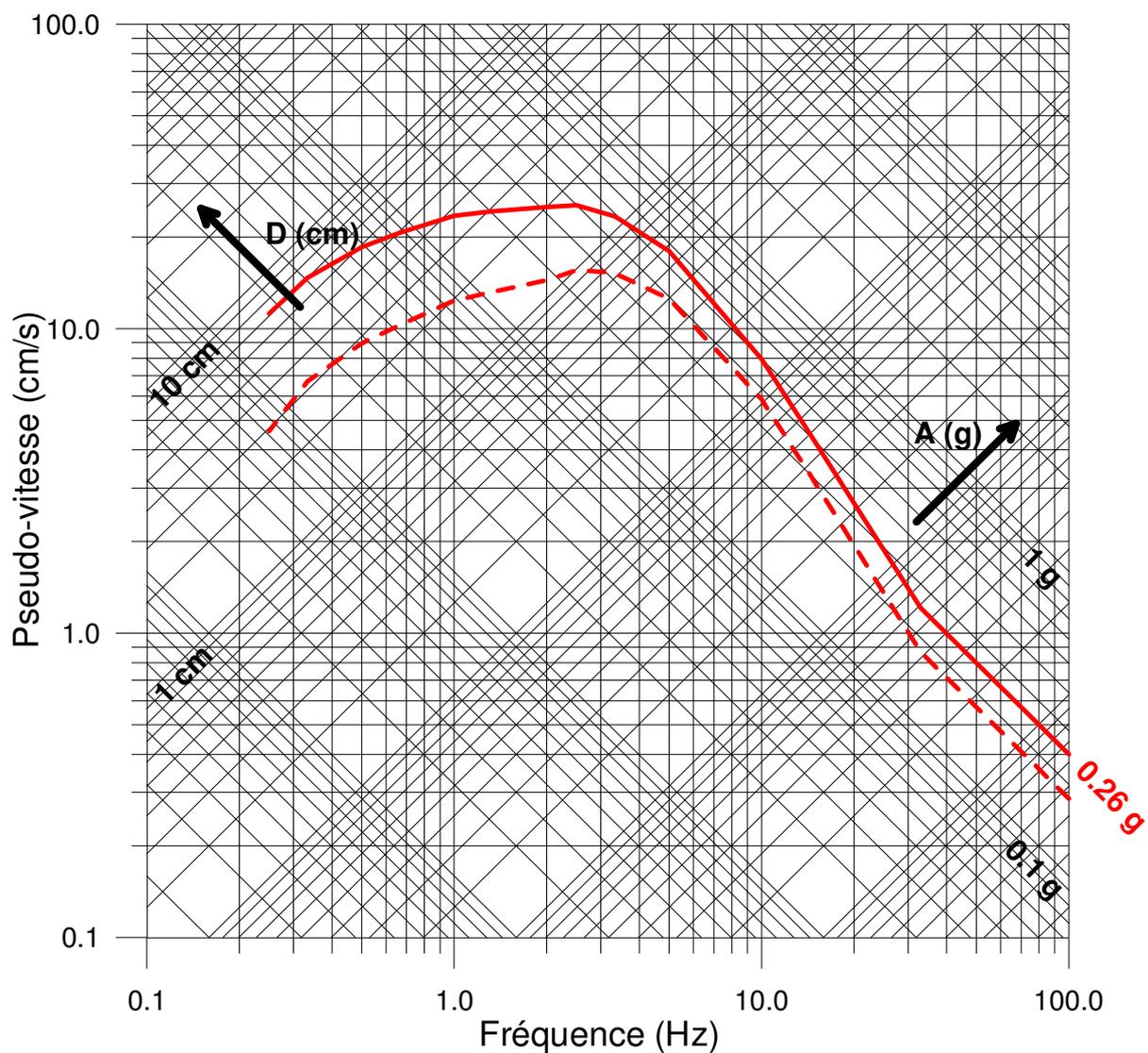


Figure 74 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champ proche pour les îles Chesterfields, Huon, Belep et le nord de Grande Terre.

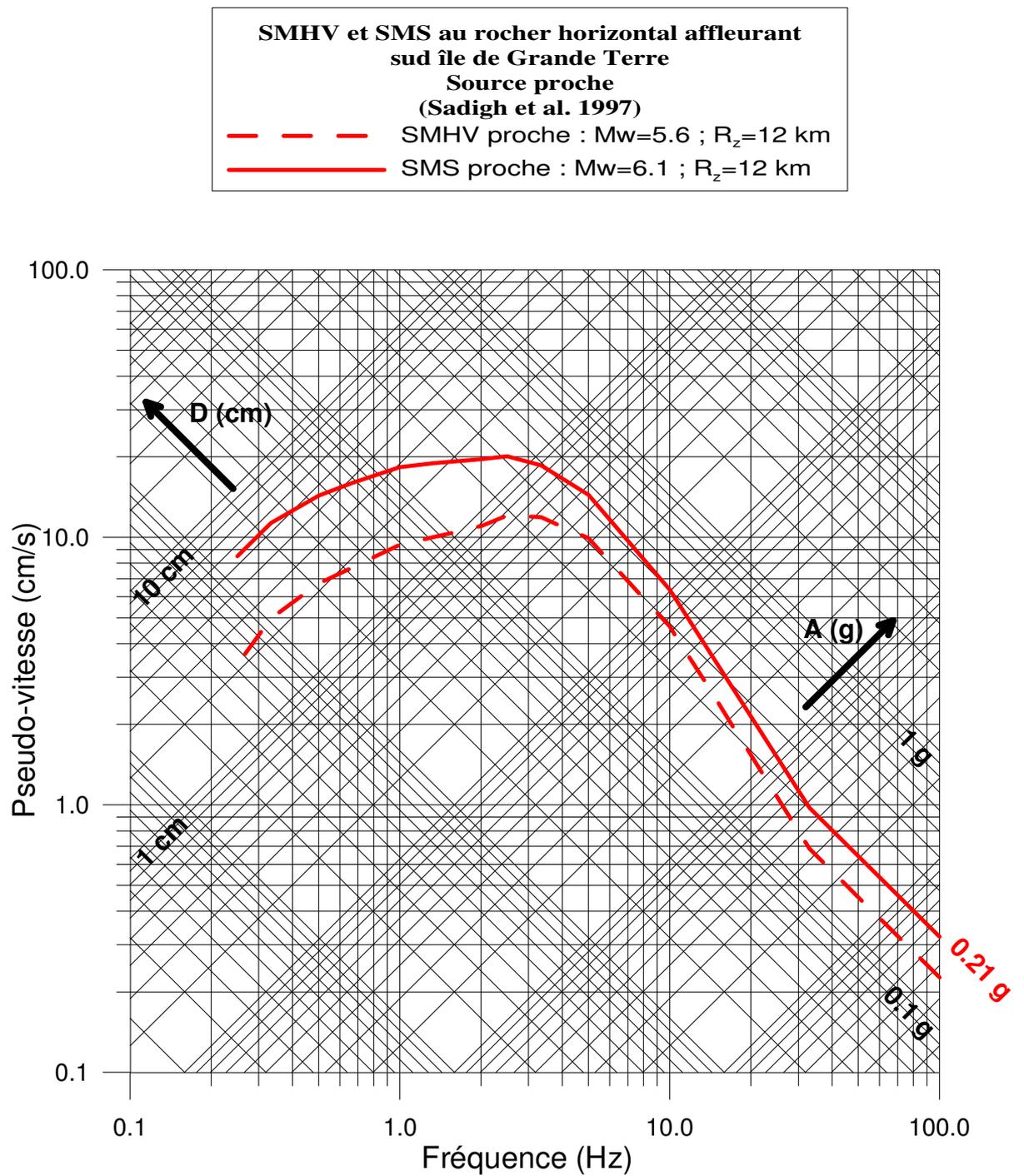


Figure 75 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champ proche pour le sud de Grande Terre.

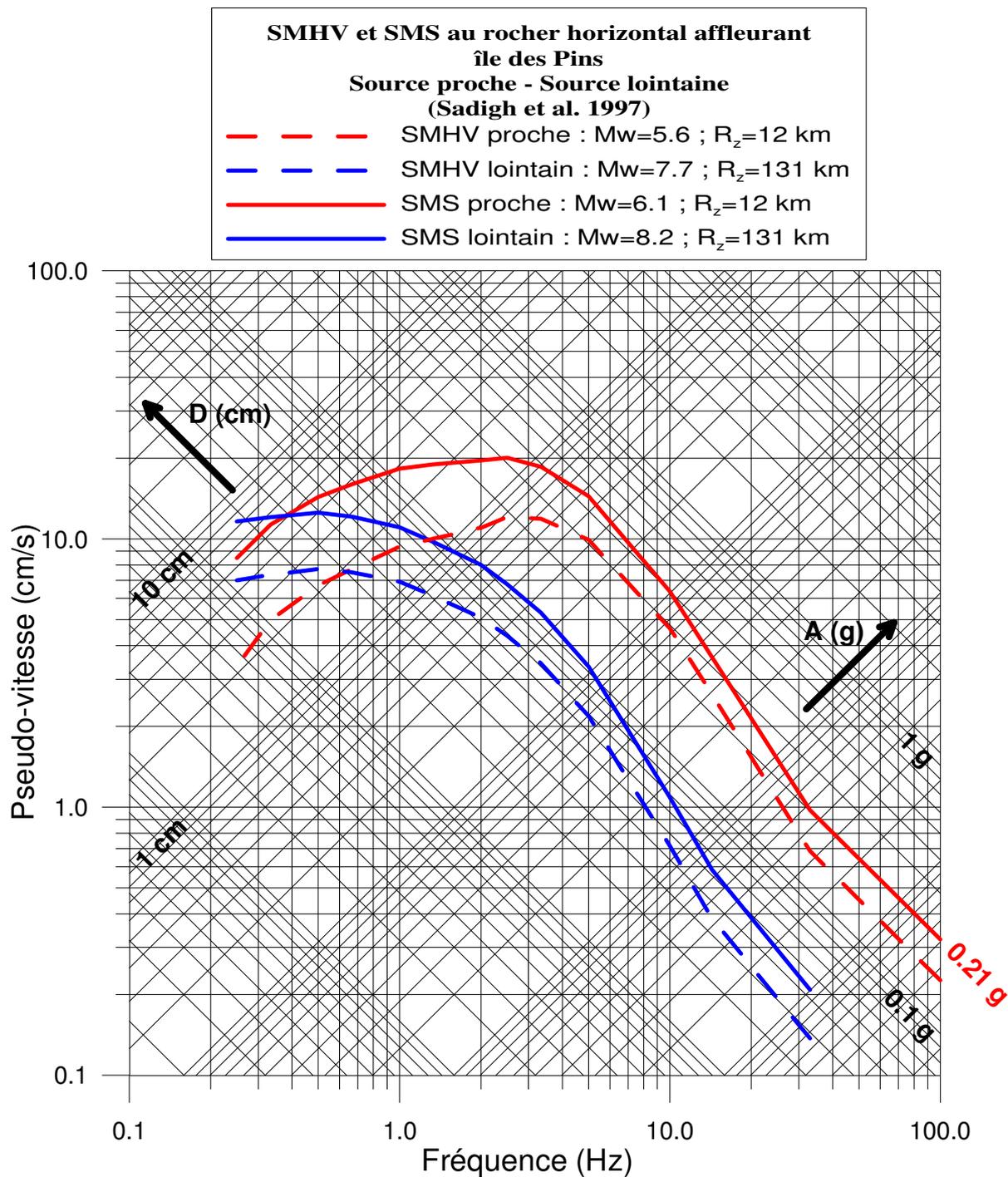


Figure 76 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS, en champs proche et lointain pour l'île des Pins.

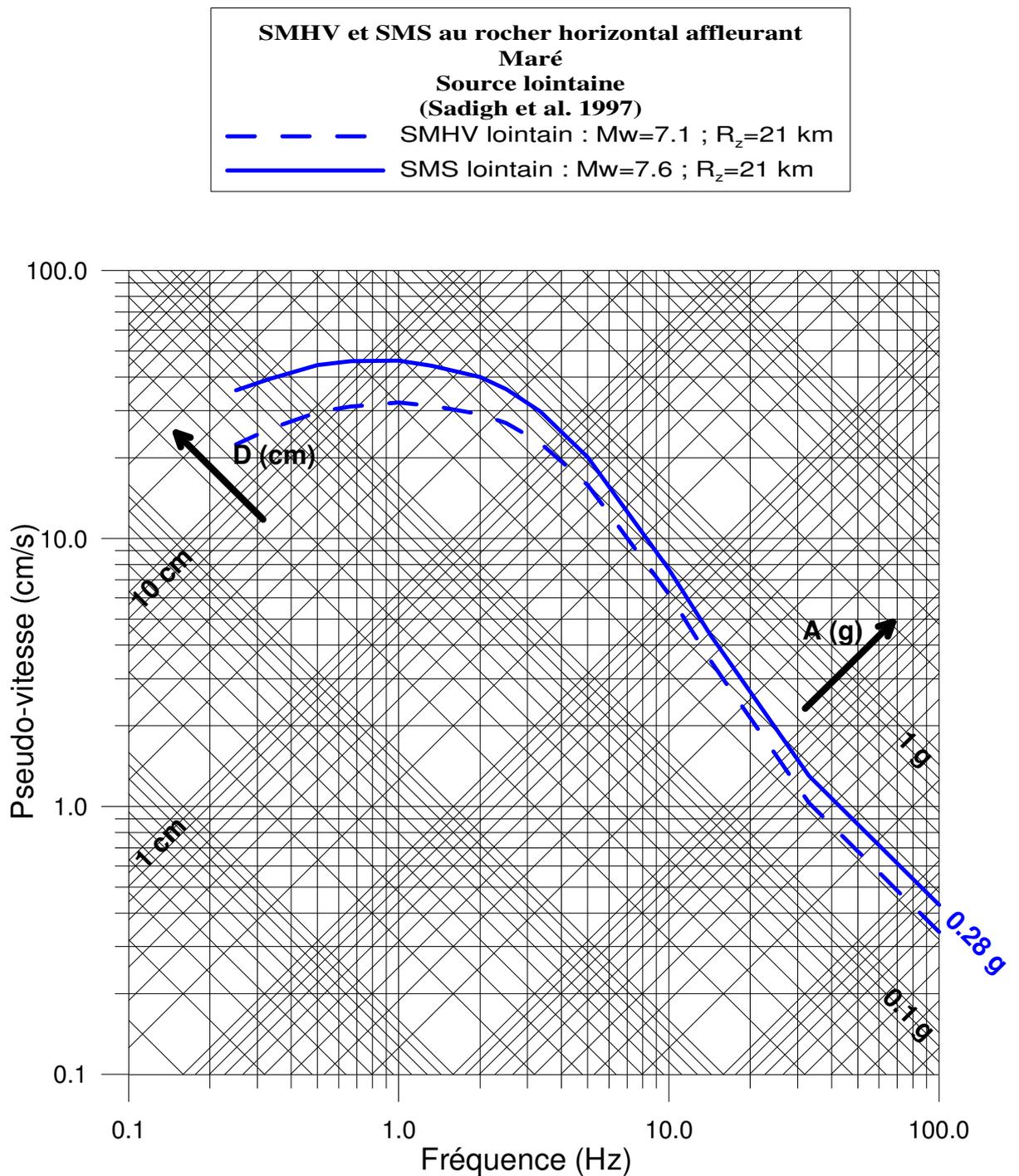


Figure 77 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champ lointain pour Maré.

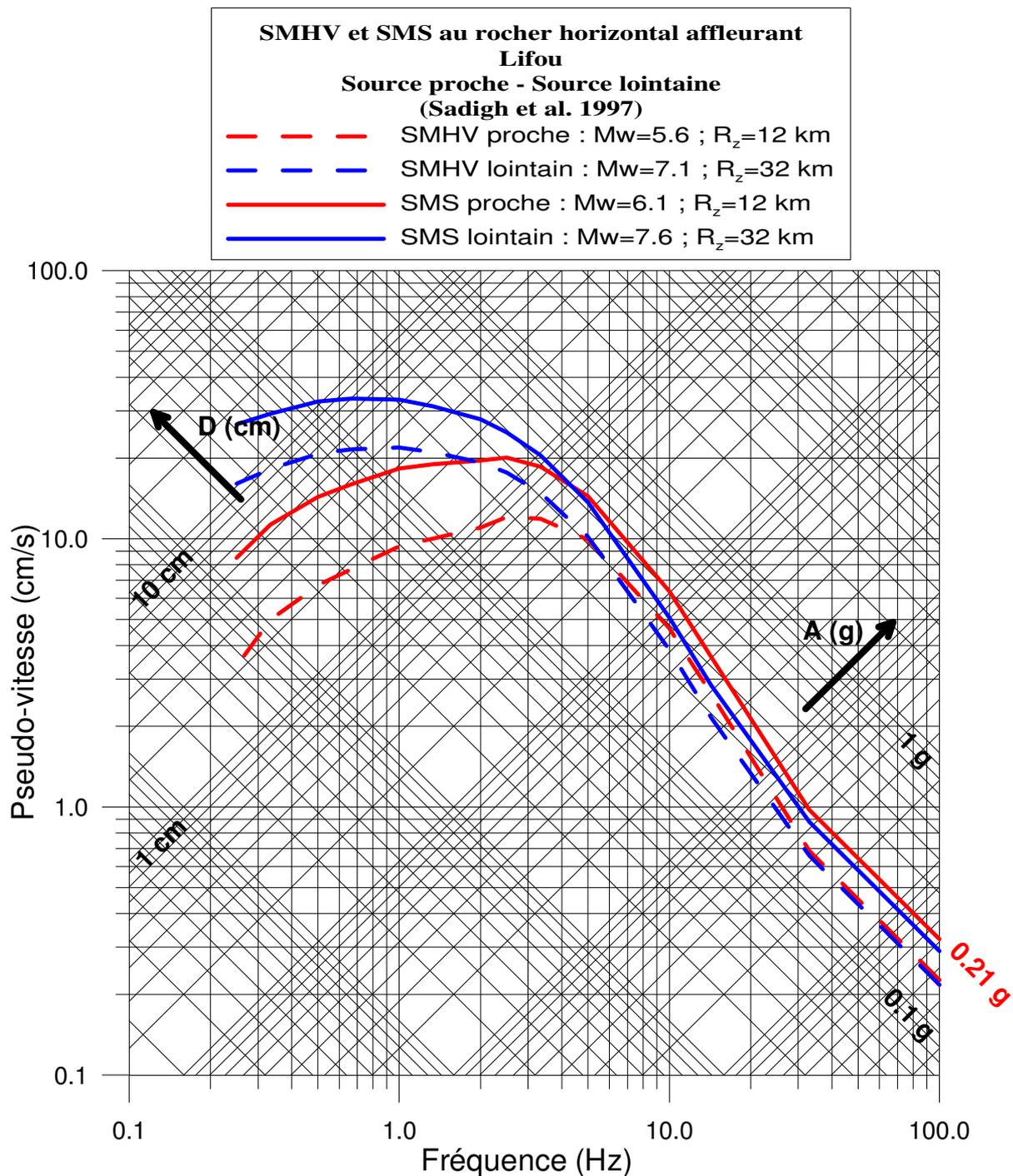


Figure 78 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS, en champs proche et lointain pour l'île de Lifou.

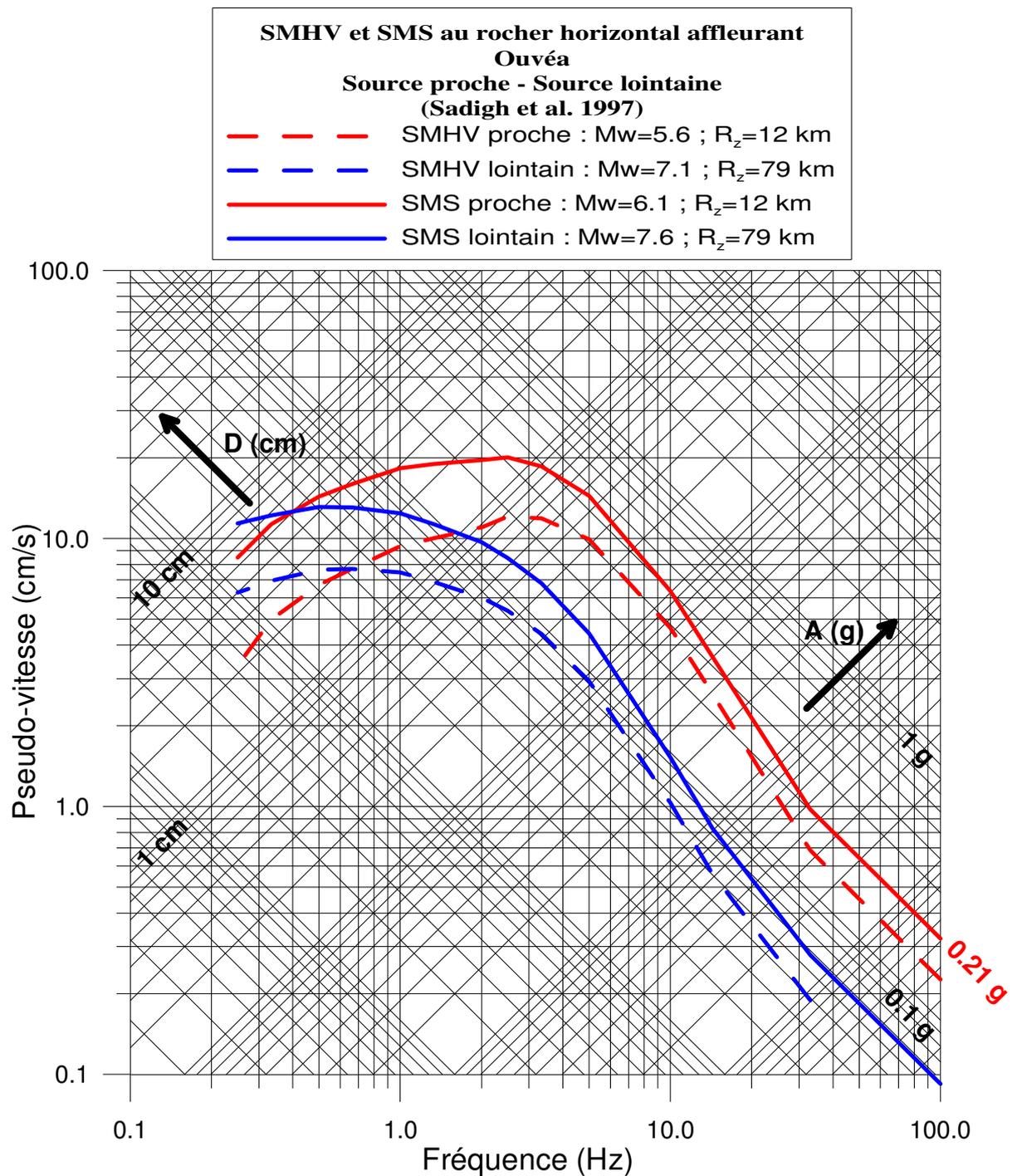


Figure 79 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS, en champs proche et lointain pour Ouvéa.

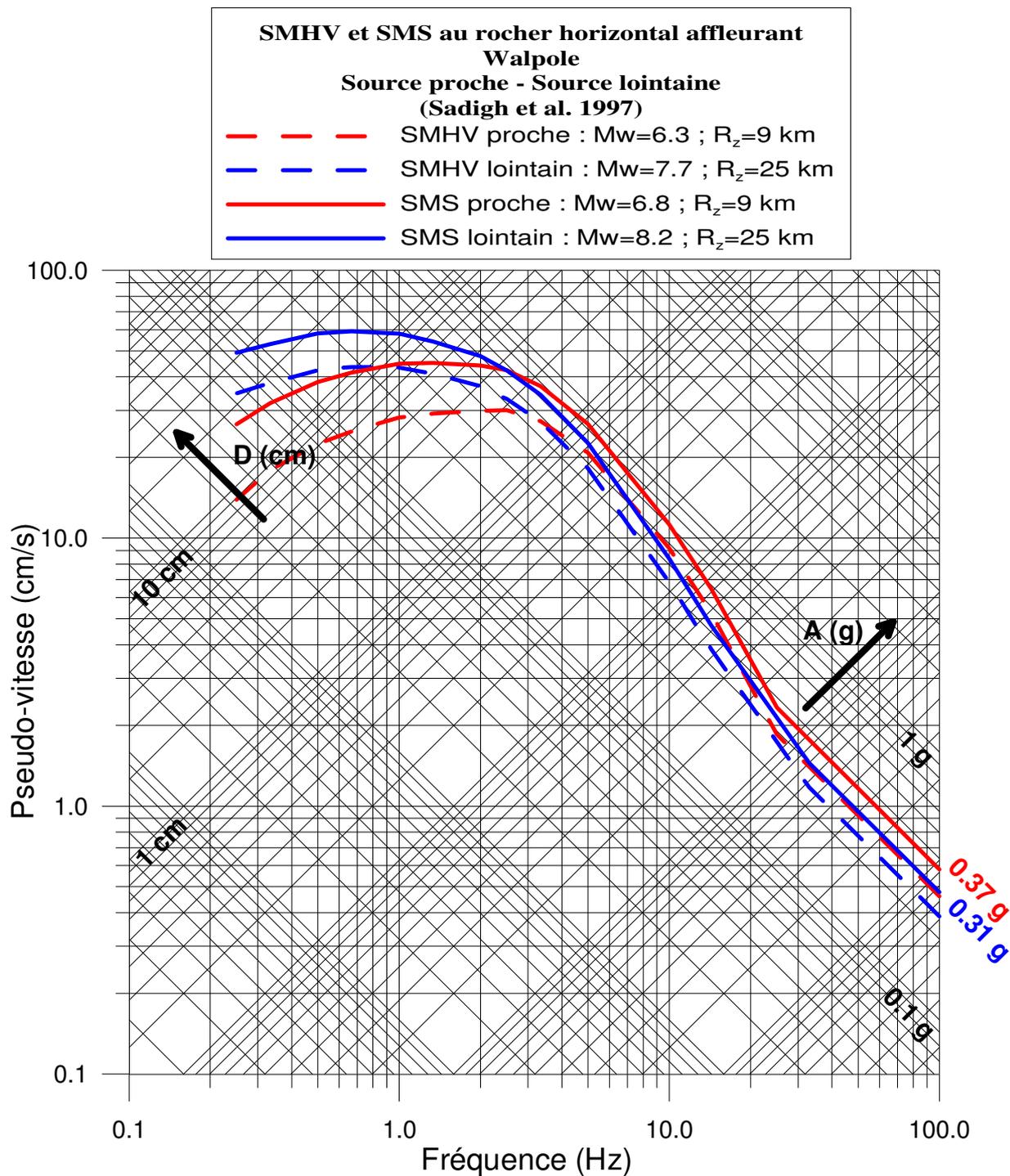


Figure 80 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champs proche et lointain pour l'île Walpole.

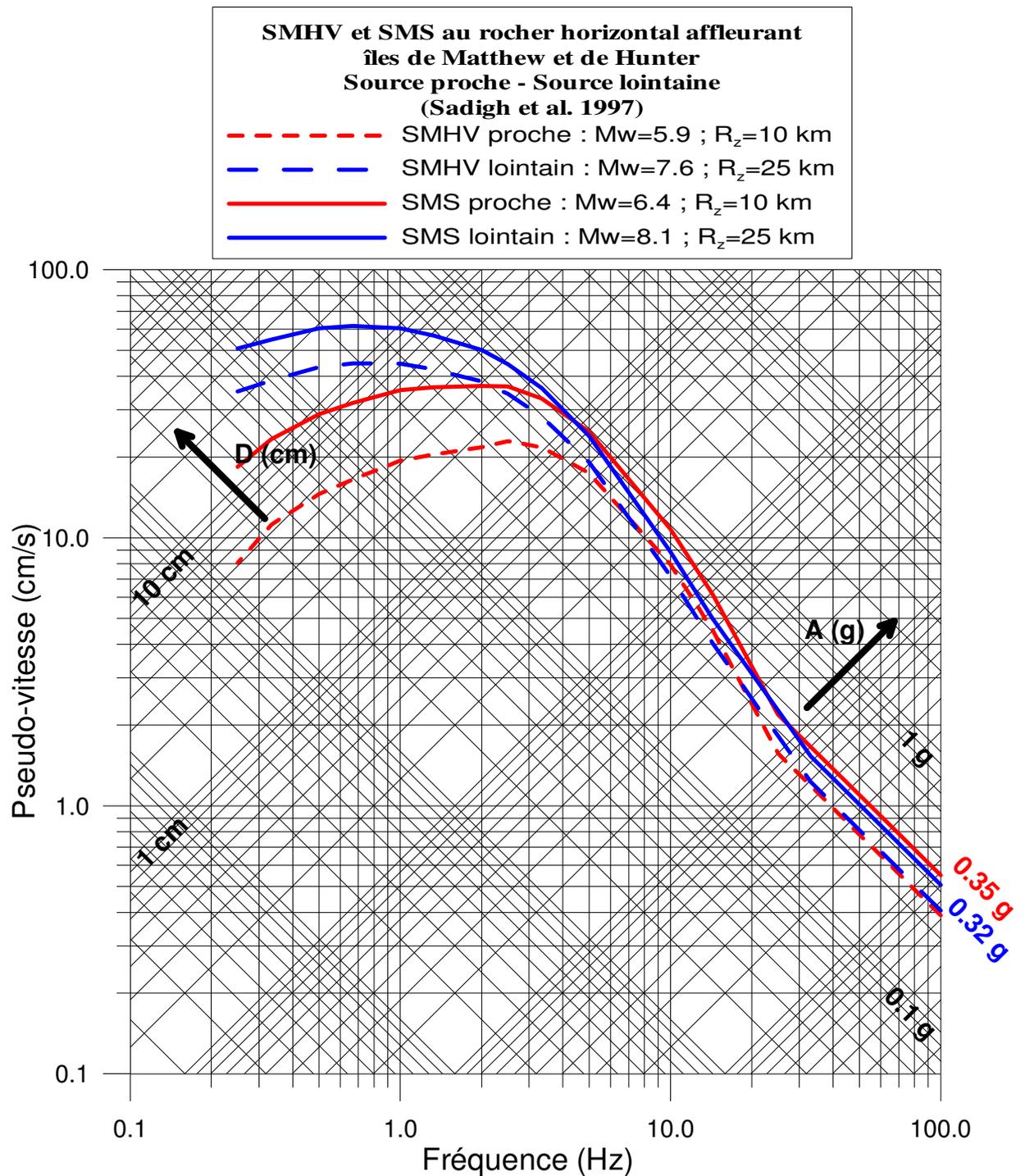


Figure 81 - Spectres de réponse au SMHV et au SMS en champs proche et lointain pour les îles de Mathew et Hunter.



**Centre scientifique et technique
Service aménagement et risques naturels**

3, avenue Claude-Guillemin
BP 36009 – 45060 Orléans Cedex 2 – France – Tél. : 02 38 64 34 34