

LISTE DES ABREVIATIONS

AF: Africa Array

ArcGIS : Aeronotical Reconnaissance Coverage Geographic Information System

G: Geoscope

GSN - IRIS/IDA ou **II:** Global Seismograph Network

IOGA: Institut et Observatoire Géophysique d'Antananarivo

IRIS: Incorporated Research Institutions for Seismology

PREM: Preliminary Reference Earth Model

rdseed: Read Standard for Exchange of Earthquake Data

RMS: Root-Mean-Square

STDR: Station Distribution Ratio

LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1: Modèle de propagation des ondes P</i>	5
<i>Figure 2 : Modèle de propagation des ondes S</i>	6
<i>Figure 3 : Modèle de propagation des ondes de Rayleigh</i>	7
<i>Figure 4 : Modèle de propagation des ondes de Love.</i>	8
<i>Figure 5: Représentation schématique à 2D de l'épicentre, de l'hypocentre et de la station sismique.</i>	9
<i>Figure 6 : Modèle de faille montrant le plan de faille, l'hypocentre et l'épicentre.</i>	10
<i>Figure 7 : Modèle d'un séismogramme dans le domaine temporel</i>	11
<i>Figure 8 : Localisation manuelle de l'épicentre d'un séisme.</i>	14
<i>Figure 9 : Amplitude de l'onde P en fonction de la distance pour différentes stations.</i>	19
<i>Figure 10 : Représentation géométrique des quatre failles de base.</i>	24
<i>Figure 11 : Représentation des plans nodaux et les polarités sur le signal sismique.</i>	24
<i>Figure 12 : Représentation de la trajectoire de l'onde sismique dans milieu sphérique centré au foyer sismique.</i>	25
<i>Figure 13 : Schéma à 2D du foyer sismique et des polarités.</i>	26
<i>Figure 14 : A gauche, plan de faille et angle caractéristique (pendage δ, azimuth Φ_f, et angle de glissement sur la faille λ) ; à droite, projection sphérique de la géométrie de la faille.</i>	27
<i>Figure 15 : Modèles d'une zone de convergence formant des rifts continentaux avec volcanisme.</i>	29
<i>Figure 16 : Modèle de collision de deux croûtes continentales.</i>	30
<i>Figure 17 : Les différentes unités structurales du canal de Mozambique.</i>	34
<i>Figure 18 : Les trois différentes branches du rift Est-Africain.</i>	35
<i>Figure 19 : Carte géographique de l'archipel des Comores.</i>	39
<i>Figure 20 : Les stations sismiques.</i>	47
<i>Figure 21 : Représentation graphique de la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur pour le "modèle de vitesses des côtes Est africaines ".</i>	51
<i>Figure 22 : Représentation graphique de la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur pour le "modèle de vitesses des Comores ".</i>	51
<i>Figure 23: Lecture du tableau des résultats du programme HASH</i>	54
<i>Figure 24 : Représentation schématique de l'algorithme HASH</i>	55
<i>Figure 25: Réseau sismique malgache</i>	59
<i>Figure 26 : Carte sismique des Comores selon les données du réseau sismique malgache.</i> ...	60
<i>Figure 27 : Carte sismique représentant la localisation des événements d'étude.</i>	66
<i>Figure 28 : Représentation des limites des grabens de Kerimbass.</i>	68
<i>Figure 29: Représentation via Google Earth de la zone abritant probablement une faille</i>	69
<i>Figure 30 : Les mécanismes au foyer des séismes d'étude.</i>	82
<i>Figure 31 : Directions de l'extension du rift Est-Africain</i>	83
<i>Figure 32: Représentation des directions de l'extension des failles tectoniques de la zone d'étude</i>	84

LISTE DES TABLEAUX

<u>Tableau 1</u> : l'échelle MKS.....	17
<u>Tableau 2</u> : l'échelle de Richter	20
<u>Tableau 3</u> : Stations sismiques et réseau correspondant.	46
<u>Tableau 4</u> : Modèle de vitesses pour la zone située entre la côte Est-africaine et l'extrême Ouest de l'archipel des Comores	51
<u>Tableau 5</u> : Modèle de vitesses pour le bassin et l'archipel des Comores.....	51
<u>Tableau 6</u> : Evénements sismiques d'étude.	57
<u>Tableau 7</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°1	61
<u>Tableau 8</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°2.	61
<u>Tableau 9</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°3.	62
<u>Tableau 10</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°4.	62
<u>Tableau 11</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°5.	62
<u>Tableau 12</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°6.	62
<u>Tableau 13</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°7.	63
<u>Tableau 14</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°8.	63
<u>Tableau 15</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°9.	63
<u>Tableau 16</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°10.	64
<u>Tableau 17</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°11.	64
<u>Tableau 18</u> : Résultat de la localisation de l'événement n°12.	64
<u>Tableau 19</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°1.	70
<u>Tableau 20</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°2.	71
<u>Tableau 21</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°3.	72
<u>Tableau 22</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°4.	73
<u>Tableau 23</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°5.	74
<u>Tableau 24</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°6.	75
<u>Tableau 25</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°7.	76
<u>Tableau 26</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°8.	77
<u>Tableau 27</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°9.	78
<u>Tableau 28</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°10.	79
<u>Tableau 29</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°11.	80
<u>Tableau 30</u> : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°12.	81

INTRODUCTION

La région Ouest de l'Océan Indien constituant le canal de Mozambique abrite des structures géologiques à morphologie très variées. Ces structures émergentes, comme les îles, et immergentes, comme les bassins et autres, subissent sans cesse des déformations et des mouvements de déplacement activés de façon globale par le dynamisme interne de la Terre.

L'archipel des Comores composé de quatre îles volcaniques (Grande Comore, Mohéli, Anjouan et Mayotte) est situé à l'entrée Nord du canal de Mozambique entre les latitudes 11°11' et 13°04' Sud et les longitudes 43°15' et 45°18' Est. Cet archipel connaît un géodynamisme qui se manifeste suivant des éruptions volcaniques (actuellement le Karthala) ou suivant un déplacement de blocs ou plaques lithosphériques (généralement au large des côtes) causant des tremblements de terre. Entre ces îles et la côte Est africaine se trouve une vaste étendue d'eau océanique qui enregistre en ses profondeurs des événements géodynamiques très fréquents ; sa morphologie sous-marine est en perpétuel expansion qui se perçoit par des genèses de séismes.

Les séismes qui se produisent sur terre ou sous mer constituent un danger majeur pour l'homme, et rien n'arrive à les contourner (plusieurs dommages humains et matériels se comptabilisent à leur production) ; une des choses que l'homme peut faire, c'est de les analyser. En effet l'analyse d'un séisme est très importante pourvu que cela révèle au sismologue la localisation du séisme, et donne finalement une idée sur l'instabilité géodynamique d'un milieu par rapport à un autre, cela révèle aussi la forme géométrique de la structure probable qui génère un tel séisme. Les résultats d'une telle analyse sont très bénéfiques puisqu'ils constituent des éléments de prédictions de risque sismique dans un avenir proche. Ainsi nous nous proposons d'étudier la sismicité tectonique de la région Nord sous-marine du canal de Mozambique et de l'archipel des Comores.

Ce travail consiste à établir tout d'abord la localisation avec précision, des séismes tectoniques de la région Nord du canal de Mozambique située entre les latitudes 10° et 13° Sud et entre les longitudes 40°30' et 45°30' (c'est-à-dire entre la côte Est africaine et l'île des Comores, plus précisément Mayotte) ; ensuite déterminer la géométrie des failles susceptibles de produire ces tremblements de terre. Les concordances qui peuvent exister, ou non, entre ces formes géométriques nous prouveront les liens probables, ou non, existant entre un événement sismique et un autre, et permettra d'en déduire la cinématique probable de la zone d'étude.

Notre étude comporte quatre grandes parties. La première partie se consacre à des rappels théoriques sur la sismologie et la tectonique globale. La deuxième partie concerne la tectonique du canal de Mozambique et la géologie de l'archipel des Comores. Dans la troisième partie, nous présenterons l'acquisition des données sismiques et leurs traitements suivis d'une explication de la méthode utilisée pour la localisation des séismes et présentation de la méthode de détermination des mécanismes aux foyers sismiques. Et enfin nous présenterons les résultats de la localisation et des mécanismes au foyer suivis de leurs interprétations dans la dernière partie.

PARTIE I :

RAPPELS THEORIQUES

I-1- Rappels sur la sismologie

I-1-1- Généralités

La sismologie est une science qui étudie le comportement des ondes élastiques qui se propagent dans la Terre. Cette science a pour rôle de détecter, d'enregistrer et d'analyser ces ondes appelées ondes sismiques. Celles-ci possèdent des caractéristiques particulières suivant la nature des milieux à l'intérieur desquels elles se propagent. Leurs vitesses de propagation, notamment, varient en fonction des paramètres physiques des roches (ou matériaux) traversées. De plus, lorsque les ondes rencontrent une discontinuité, elles obéissent aux lois de la réflexion et de la réfraction. Ces propriétés ouvrent le champ d'étude sur deux grands domaines : l'étude de la structure interne du globe et la prospection du sous-sol, connu sous l'appellation de prospection sismique.

L'analyse des différentes ondes sismiques se propageant dans un milieu terrestre quelconque permet de vaincre l'opacité de la Terre, et donc de "voir" ce qui se passe pendant la traversée de ces ondes à l'intérieur de la Terre. Cette étude (la sismologie) constitue de nos jours l'outil principal pour cartographier l'intérieur de la planète, dont seulement une petite partie est directement observable. La connaissance de l'existence des différentes parties constituant l'intérieur de la terre (croûte, manteau, noyau liquide et solide) est due à l'analyse de la variation des vitesses sismiques en fonction de la profondeur.

En effet, le passage d'une onde dans un matériau, suite à une perturbation brutale du milieu, se traduit par des brèves variations d'amplitude par rapport à la taille de son volume, ensuite le matériau subit une déformation (déformation d'ordre de 1 mm par km). Pour faire une étude dans ces conditions, on considère que le matériau se comporte de façon élastique et non plastique ou visqueuse. Et les ondes s'y propageant sont appelées ondes plastiques ou ondes sismiques. On doit savoir que la sismologie est la science qui étudie au mieux les ondes élastiques traversant les corps solides. La sismologie s'occupe fortement de l'étude de la genèse des ondes sismiques et de leur propagation. Des fois la sismologie est vue comme étant la science des tremblements de terre plutôt que celle des ondes élastiques dans la terre. Ces deux points de vue sont exacts, mais ce premier est beaucoup plus courant puisque la sismologie étudie au mieux la structure de la terre et bien entendu les tremblements de celle-ci [25].

I-1-2- Les ondes sismiques

Les caractéristiques physiques des ondes planes élastiques qui parcourent la terre, lors d'un tremblement, explosion ou agitation d'un milieu de manière brusque, ne sont pas toujours les mêmes. On distingue deux catégories d'ondes planes en sismologie : les ondes volumiques et les ondes superficielles.

a) Les ondes de volume

Les ondes de volumes sont des vibrations comme le nom l'indique qui ne se propagent qu'à l'intérieur de la terre. Suivant la vitesse de propagation de ces ondes et leur direction de propagation dans le milieu, on distingue deux types d'ondes de volume : les ondes P et les ondes S.

- Les ondes P

On dit "ondes P" pour faire allusion à "ondes premières", c'est-à-dire que ces ondes sont les premières arrivées à une station sismique quelconque. Les ondes P sont les ondes sismiques ayant la plus grande vitesse de propagation. Sous le passage de la perturbation dans un milieu, un plan perpendiculaire à la direction de propagation des ondes est transformé en un plan qui lui est parallèle par un mouvement de compression ou de dilatation. Ce type d'onde de volume est encore appelée onde longitudinale ou onde de compression.

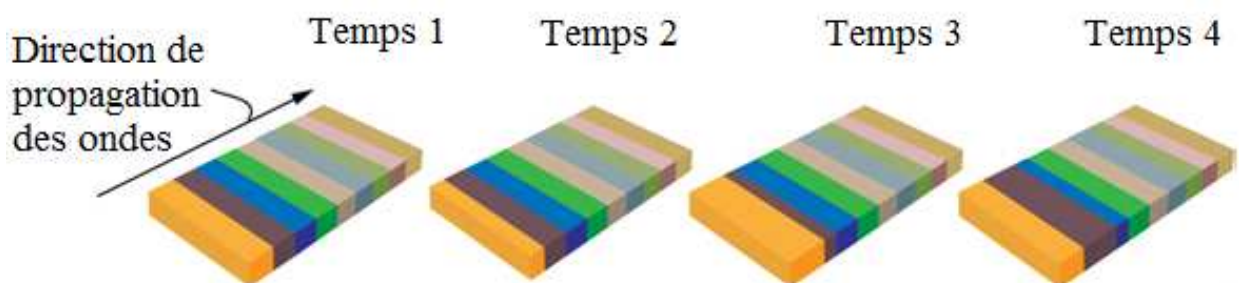


Figure 1: Modèle de propagation des ondes P [9]

- Les ondes S

Ce type d'onde de volume est dite "onde S" comme "onde second" puisqu'elle arrive en second après l'onde P à la station sismique. Un milieu traversé par l'onde S subit un mouvement transversal par rapport à la direction de propagation de l'onde ; les ondes S causent le plus de dégâts lors d'un séisme à cause de leurs vibrations latérales. Ces ondes sont aussi appelées ondes de cisaillement. Elles ont une vitesse de propagation environ 1.7 fois de moins que les ondes longitudinales. Une propriété physique assez particulière des ondes S est qu'elles ne se propagent pas dans un liquide. Leur vitesse y est nulle.

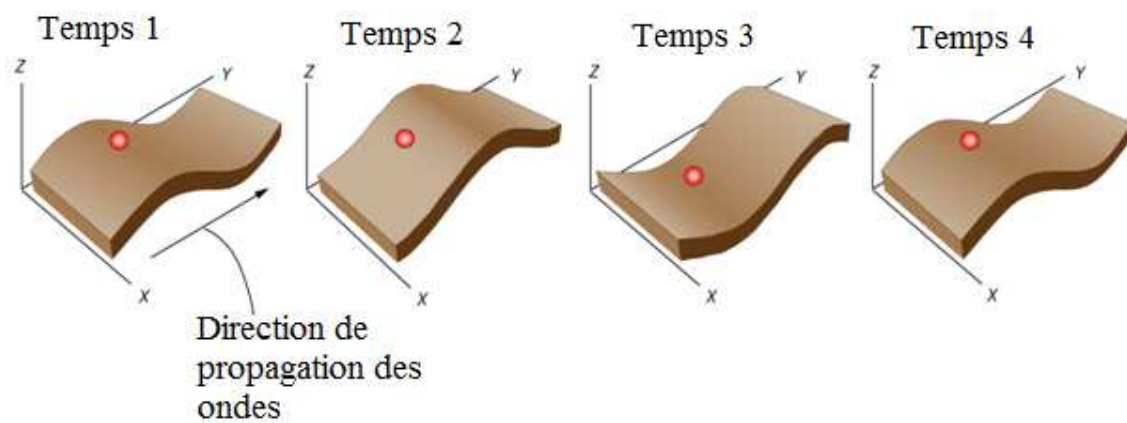


Figure 2 : Modèle de propagation des ondes S [9]

b) Les ondes de surface

Les ondes superficielles sont des vibrations dont les énergies se trouvent concentrées tout près de la surface terrestre [3]. Ces types d'ondes se propagent avec une amplitude diminuant exponentiellement suivant la profondeur. Néanmoins ce sont les ondes sismiques ayant la plus grande amplitude et se propageant durant une longue période. Les ondes de surface peuvent faire plusieurs fois le tour du globe terrestre après un séisme considérable ou après une explosion. Mais elles ont une vitesse de propagation nettement plus petite que celle des ondes volumiques. On distingue deux différents types d'ondes de surface : onde de Rayleigh et onde de Love.

- **Les ondes de Rayleigh**

Dans un milieu homogène isotrope et élastique se propagent des ondes superficielles dites ondes de Rayleigh. Le passage de ces ondes dans un milieu provoque un mouvement à la fois horizontal et vertical, dans un plan vertical, parallèle à la direction de propagation des ondes. Ces ondes sont un peu l'analogue de la houle sur la surface des océans. Mais elles sont moins rapides que les ondes S. En fait pour un milieu donné, la vitesse de ces ondes est approximativement 0.9 fois celle des ondes de cisaillement.

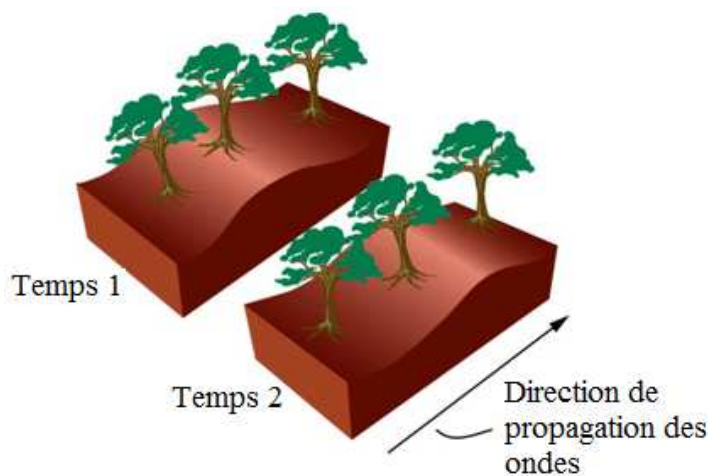


Figure 3 : Modèle de propagation des ondes de Rayleigh [9]

- **Les ondes de Love**

Ces ondes sismiques sont généralement détectées dans un milieu hétérogène, mais composé de couches superposées. Ces ondes se propagent dans un milieu comme des ondes volumiques de cisaillement sans mouvement vertical. Les particules d'un milieu traversé par les ondes de Love subissent un mouvement horizontal parallèle à la surface terrestre, mais perpendiculaire à la direction de propagation des ondes. Le mouvement n'a donc qu'une composante transversale horizontale. Ces ondes sont aussi appelées ondes transversales [31]. Ces ondes ont une vitesse assez petite par rapport à celle des ondes de Rayleigh. Elles arrivent toujours après ces dernières à une station sismique. Il faut noter que la propagation des ondes de Love ne se fait jamais à la traversée de l'eau (océan), mais se fait uniquement en sa surface.

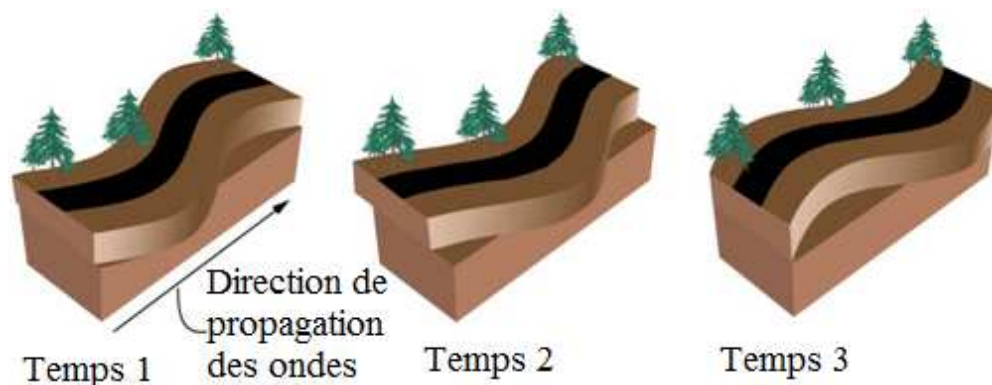


Figure 4 : Modèle de propagation des ondes de Love [9].

I-1-3- Le séisme

Un séisme est une manifestation de l'instabilité de la terre. Elle se traduit par des secousses brutales de l'écorce terrestre. Ceci se produit à partir d'un point appelé foyer sismique (ou hypocentre), situé en profondeur. Les mouvements qui affectent l'écorce terrestre provoquent en effet l'accumulation de tension en certaines zones particulières. Si la tension devient trop forte, il y a rupture. Cela provoque un relâchement brutal s'accompagnant de la secousse. C'est donc un mouvement plus ou moins violent du sol. Un séisme peut être naturel ou artificiel (ou provoqué).

Les séismes artificiels sont en effet dus à des activités humaines comme les explosions des mines, des essais nucléaires ou des tirs d'explorations sismiques. Tandis que les séismes naturels, comme le nom l'indique, se produisent suivant des circonstances naturelles et peuvent être classés en trois grandes catégories :

- on distingue d'abord *les séismes tectoniques* qui sont les plus communs. Ils se produisent lors de la rupture brutale d'une faille. Une faille est une cassure de l'écorce terrestre séparant un ensemble rocheux en deux comportements décalés. Ces mouvements, sans doute par leur violence, causent plus ou moins de dégâts, matériels et humains. On parle même de catastrophe
- ensuite *les séismes volcaniques* qui sont ceux qui se produisent lors d'une éruption volcanique. Ils sont dus à l'éruption et au mouvement des magmas en profondeur ;
- et enfin *les séismes d'effondrement* qui sont des petites secousses résultant de l'effondrement du toit d'une cave ou d'une mine sous-terrine.

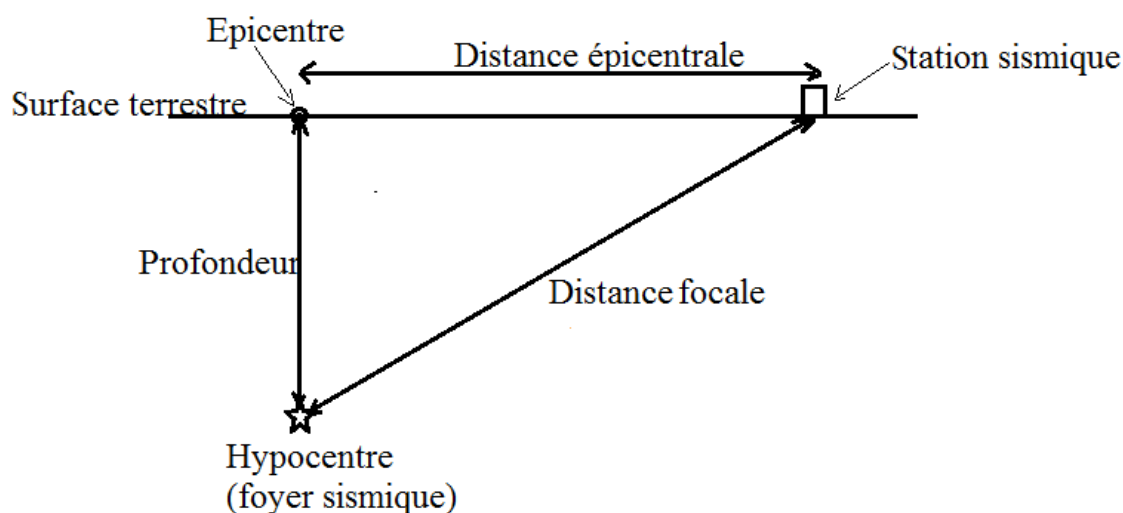


Figure 5: Représentation schématique à 2D de l'épicentre, de l'hypocentre et de la station sismique.

En général les séismes les plus fréquents (les séismes tectoniques) se produisent sur une faille identifiée préalablement par des études géologiques et figurant sur une carte. En effet, il faut savoir que la théorie de H. Reid sur « le rebond élastique » (the *elastic rebound theory*) d'un tremblement de terre sur une faille a changé la vision des géologues et sismologues [3]. Cette théorie montre que les failles vues en surface (ou sous les océans) sont les causes des séismes et non leurs conséquences. Dans ce modèle théorique, les matériaux ou structures séparés par une faille se déplacent les uns par rapport aux autres suivant un mouvement de glissement, et comme une faille n'est pas toujours rectiligne, il y a des accrochements empêchant les côtés (structures) de glisser. En un moment, la pression et la tension accumulées par la roche deviennent tellement élevées que la roche ne peut pas y résister. Ce qui entraîne le glissement de la faille, engendrant un tremblement de terre. L'analyse des failles en sismologie apporte beaucoup d'éléments liés aux séismes. Mais étudier une faille sismique à partir des ondes sismiques, qui s'y génèrent, n'est pas chose aisée. Néanmoins, on sait que la propagation des ondes sismiques dues à un tremblement de terre reflète bien la forme et la géométrie de la faille, et arrive même à donner un bon aperçu de la cinématique de la faille. Comme le son, qui se propage dans l'air (ou même dans un liquide) à une fréquence perceptible par l'oreille humaine, les ondes élastiques se propagent dans le volume et sur la surface terrestre avec une gamme de fréquence très faible, que l'homme est incapable d'entendre. Ainsi qu'importe la nature du séisme, on cherche à enregistrer le signal de ses ébranlements dans une station sismique. Ces ébranlements peuvent être perceptibles par des instruments très sensibles qu'on appelle sismographes. Dans une station sismique, les

sismographes enregistrent le mouvement du sol sur lequel ils sont placés. Ces mouvements sont amplifiés des milliers de fois avant d'être enregistrés. Ce qui permet aux appareils de déceler les secousses imperceptibles par l'être humain. Les stations sismiques sont habituellement équipées de trois sismographes enregistrant le mouvement du sol dans trois directions perpendiculaires :

- deux directions horizontales (Nord-Sud et Est-Ouest) ;
- une direction verticale (haut vers le bas).

Suivant ces trois directions, on apprend beaucoup plus sur le comportement du sol lors de la traversée des ondes élastiques dues au séisme. On en tire des informations majeures concernant le séisme, par exemple ses points caractéristiques comme sa localisation géographique et sa magnitude. De nombreux instruments de mesure très sensibles sont donc installés et éparpillés dans le monde et ils constituent un réseau sismique. Cela permet de localiser avec précision la source d'un tremblement de terre. La source du séisme s'appelle foyer sismique ou hypocentre. La distance séparant le foyer sismique et la station sismique s'appelle distance focale. Le point à la surface du globe terrestre situé à la verticale du foyer sismique s'appelle épicentre et sa distance par rapport à une station sismique se dit distance épicentrale. L'enregistrement des ondes sismiques est connu sous le nom de sismogramme. C'est avec ce dernier qu'on en tire les informations du séisme.

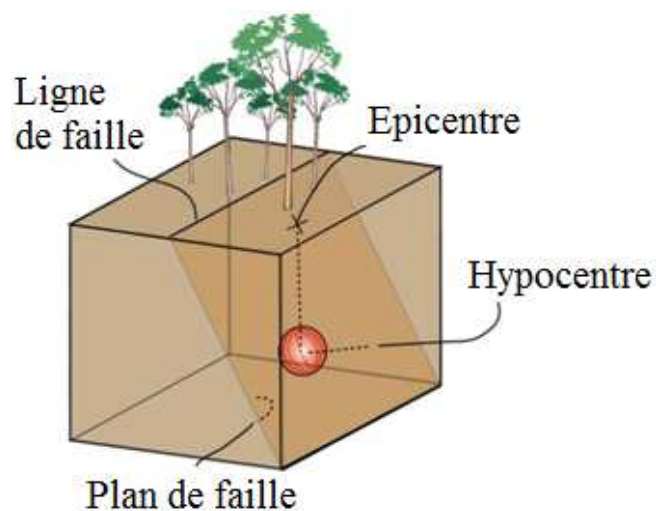


Figure 6 : Modèle de faille montrant le plan de faille, l'hypocentre et l'épicentre [9].

I-1-4- Analyse d'un sismogramme

En terme général, un sismogramme est l'enregistrement du mouvement du sol détecté par un sismomètre lors du passage des ondes élastiques. Il fait donc l'objet de donnée sismique [36]. Un sismogramme représente l'amplitude des ondes élastiques en fonction du temps. Il y a quelques années, le séismogramme était enregistré sur une sorte de tambour avec de l'encre et du papier libre. Mais aujourd'hui avec l'avancée technologique, on recueille les données sismiques de façon numérique suivant des applications par ordinateur. Ce qui a simplifié la capacité de les analyser.

Un sismographe, comme il est équipé d'un capteur ultra-sensible, sismomètre, peut détecter le mouvement de vibration d'un terrain (sol) local causé par des événements très lointains, ainsi que les petits et grands événements à proximité du sismographe.

Puisque un sismogramme est un tracé de courbe représentant le temps d'arrivée et les amplitudes de diverses ondes élastiques, son analyse nécessite un travail rigoureux afin d'avoir une interprétation exacte des événements sismiques. Généralement les trois sismogrammes, suivant les trois directions (N-E, N-O, verticale), provenant d'une même station sismique diffèrent largement puisque les ondes élastiques s'amplifient sur une direction par rapport à une autre.

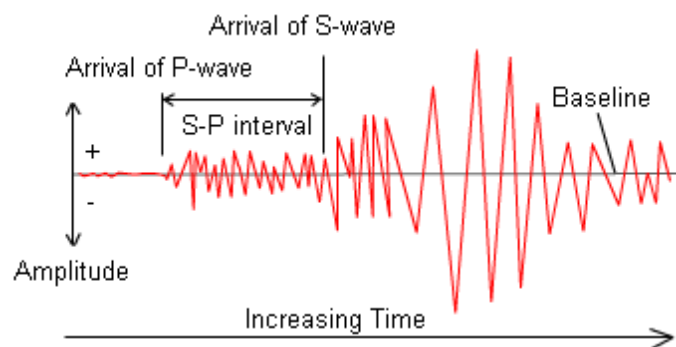


Figure 7 : Modèle d'un séismogramme dans le domaine temporel [9].

La différence de temps d'arrivée des ondes de volume P et S peut être mesurée à partir du sismogramme [figure 7]. Cette durée est très importante pour l'estimation de la distance entre la source du séisme et le sismomètre. L'azimut et la localisation du point focal reste à déterminer. Mais connaissant la vitesse de propagation des ondes élastiques dans le milieu, on peut délimiter un périmètre circulaire auquel l'épicentre y appartient [25]. Par rapport à la distance épicentrale, on distingue trois types de séisme, par convention. Lorsque cette distance

est inférieure ou égale à 6° (1 degré est approximativement égal à 111 km), on parle de *séisme locale*. Au cas où elle est comprise entre 6° et 15° , on parle de *séisme régional*. On distingue de ces deux premiers le *séisme lointain* (ou *téléséisme*), se caractérisant sur une distance épacentrale allant de 15° à 180° .

En outre, on peut déduire, de l'amplitude du signal des ondes, la direction par laquelle l'onde est parvenue au sismomètre (soit du bas ou suivant un angle), le milieu traversé par les ondes (un milieu non compact ou compact) et la magnitude du séisme.

I-1-5- Localisation d'un séisme

La localisation exacte d'un séisme est l'un des travaux les plus importants en sismologies. Elle se définit par la détermination de l'hypocentre (x_0, y_0, z_0) et le temps origine de l'événement sismique. Les caractéristiques de l'hypocentre sont sa longitude (x_0), sa latitude (y_0) et sa profondeur (z_0 en km). Ces deux premières caractéristiques sont mesurées en coordonnées géographiques (en degré) ou cartésiennes (en km) [29]. Le temps origine correspond au temps du début de la rupture causant le tremblement de terre. L'hypocentre et le temps origine d'un événement sismique sont déterminés à partir de la différence des temps d'arrivée des ondes de volumes émises par le premier mouvement de rupture de la faille. La localisation d'un tremblement de terre se fait généralement par l'analyse d'un ensemble de temps d'arrivée des ondes de volume perçu dans différentes stations sismiques détectant l'événement. Mais, il est aussi possible de localiser un séisme en utilisant une seule station à trois composantes.

a) Localisation par une seule station sismique

Ce type de localisation consiste à déterminer tout d'abord le « *backazimuth* », l'angle d'incidence de l'onde et la distance épacentrale (ou la distance entre l'hypocentre et la station) ; connaissant ces trois paramètres, on peut déduire l'épicentre ou l'hypocentre et ensuite calculer le temps de parcours de l'onde P dans le milieu pour déduire le temps origine en utilisant le temps d'arrivée de l'onde P [29].

En effet sachant que l'onde P est polarisée verticalement et radialement, le vecteur de mouvement de cette onde peut être utilisé pour le calcul du « *backazimuth* » de l'épicentre. La composante radiale de l'onde P est enregistrée sur les deux sismomètres horizontaux et le

rapport des amplitudes (A_E/A_N) des composantes horizontales Est (A_E) et Nord (A_N) peut aussi servir à calculer le « *backazimuth* », noté souvent ***AZI***.

$$\mathbf{AZI} = \mathbf{arctan} \frac{A_E}{A_N} \quad (1)$$

L'amplitude A_Z de la composante verticale de l'onde P et l'amplitude $A_R = \sqrt{A_E^2 + A_N^2}$ de la composante radiale de l'onde P sont utilisés pour calculer l'angle d'incidence apparente noté i_{app} suivant la relation :

$$i_{app} = \mathbf{arctan} \frac{A_R}{A_Z} \quad (2)$$

En tenant compte de la distorsion de l'amplitude due à la réflexion à la surface libre [25], l'angle d'incidence vraie i_{vraie} de l'onde P est défini par :

$$i_{vraie} = \mathbf{arcsin} \left(\frac{V_P}{V_S} \times \sin 0.5 i_{app} \right) \quad (3)$$

La distance peut être obtenue à partir de la différence des temps d'arrivée de deux ondes, généralement, les ondes P et S. En supposant que les vitesses des ondes P et S sont constantes, V_p et V_s respectivement, et le temps origine est t_0 , le temps d'arrivée de chacune des ondes de volumes s'écrit :

$$t_p = t_0 + D/V_p \quad \text{et} \quad t_s = t_0 + D/V_s \quad (4)$$

Avec

D : distance (km), elle peut être soit la distance épacentrale soit la distance entre l'hypocentre et la station.

t_p et t_p : les temps d'arrivée (en second) respectivement des ondes P et S.

Par élimination de t_0 dans la relation (4), la distance peut être calculée :

$$D = (t_s - t_p) \frac{V_p \cdot V_s}{V_p - V_s} \quad (5)$$

b) Localisation par multiple station sismique

Dans le cas où plusieurs stations (au moins trois) ont pu enregistrer l'événement sismique, la localisation d'un séisme peut se faire manuellement ou par calculs sur ordinateur suivant des programmes informatiques.

- Localisation manuelle

La localisation manuelle se fait par des tracés de cercles, dont chacun est centré à la station sismique de localisation et de rayon égal à la distance épacentrale calculé par la différence de temps $t_s - t_p$. Le point d'intersection de ces différents cercles sera l'épicentre. Mais il est généralement rare que ces cercles se croisent en un même point, puisque en fait le temps $t_s - t_p$ correspond à la distance (d) entre l'hypocentre et la station qui est généralement supérieure à la distance épacentrale (D). Alors dans ce cas, on trace des cordes aux points d'intersection de deux cercles voisins. Ces cordes se coupent en un point définissant l'épicentre [29].

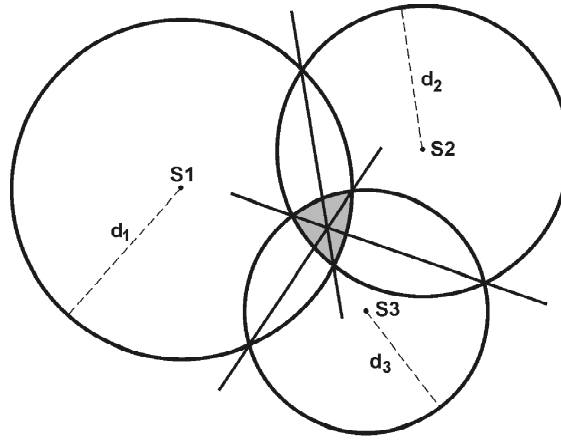


Figure 8 : Localisation manuelle de l'épicentre d'un séisme [29].

Le temps origine t_0 du séisme (séisme local généralement) peut être déterminé par une simple technique appelée le diagramme de Wadatti. En utilisant l'équation (5) et par élimination de la distance (D), la différence de temps de déplacement des ondes de volume s'écrit :

$$t_s - t_p = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) \times (t_p - t_0) \quad (6)$$

Cette équation (6) définit une droite sur le diagramme de Wadatti, de pente V_p/V_s . Comme $t_s - t_p$ tend vers zéro à l'hypocentre, l'intersection de cette droite avec l'axe des temps d'arrivée des ondes P définit le temps origine t_0 . Il suffit alors de tracer la droite $t_s - t_p$ en fonction de t_p sur le diagramme de Wadatti pour déduire le temps t_0 .

N.B : Cette technique de localisation manuelle suit la méthode de triangulation, une méthode qui est aussi adaptée à une localisation suivant un programme informatique.

- Localisation par calcul suivant un programme informatique

Pratiquement, un séisme est localisé suivant des applications sur ordinateur, ce qui est plus commode pour localiser avec précision l'événement sismique. Beaucoup de programmes informatiques de calculs sont mis en œuvre pour déterminer l'hypocentre et le temps origine. Ces deux derniers restent toujours liés au temps d'arrivée des ondes à une station sismique quelconque. Cependant, on cherche à calculer principalement ce temps d'arrivée t_i^c correspondant à une station i [29]. Ce temps t_i^c peut s'exprimer en fonction des coordonnées de la station (x_i, y_i, z_i) et de l'hypocentre (x_0, y_0, z_0) , en effet:

$$t_i^c = T(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 \quad (7)$$

où T est le temps de parcours des ondes défini comme fonction des coordonnées de la station (x_i, y_i, z_i) et de l'hypocentre (x_0, y_0, z_0) .

Le calcul des temps d'arrivée t_i^c pour n observations consiste à résoudre n équations de la même forme que l'équation (7). Ces systèmes doivent être résolus en minimisant pour chaque station le résidu r_i qui est la différence entre le temps d'arrivée observé t_i^o et le temps d'arrivée calculé t_i^c (qui sont généralement différents) définit par :

$$r_i = t_i^o - t_i^c \quad (8)$$

La résolution des équations (7) et (8) nous donnera l'hypocentre et le temps origine avec précision, connaissant le modèle de vitesse du milieu. Mais puisque la fonction T (fonction temps) est une fonction non linéaire par rapport au modèle de paramètres, il n'est pas possible de résoudre l'équation (8) suivant une méthode analytique. Pour ce faire, on utilise des méthodes telles que la méthode de « *grid search* » ou la méthode d'*itération*, qui déterminent avec précision l'erreur résiduelle r_i pour chaque station i .

➤ La méthode de « *grid search* »

Dans un modèle de terrain donné, il est plus simple de calculer la durée de propagation des ondes sismiques pour tout point du modèle. Le plus souvent on a un ensemble de points susceptibles de contenir l'hypocentre d'un événement sismique quelconque. La méthode simplifiée, permettant d'identifier cet hypocentre, est de considérer tous les hypocentres possibles ainsi que les temps origine correspondants, comme appartenant à une grille régulière. Pour tout point de cette grille, on calcule les temps d'arrivée des ondes à chaque station sismique. La localisation du séisme doit être le point pour lequel la différence des temps calculé et observé est minimale. En général, ces points sont nombreux, surtout dans le cas de plusieurs observations. Ainsi, on calcule la solution à partir de la méthode des moindres carrés [29], qui

donne le minimum de la somme des carrés des résidus temporels noté e pour n observations suivant la relation (9) :

$$e = \sum_i^n (r_i)^2 \quad (9)$$

La moyenne quadratique ou « root mean square », définie par $RMS = \sqrt{e/n}$, est souvent prise comme indicateur de précision de la localisation dans la majorité des programmes. Plus elle est faible plus la précision est bonne.

➤ La méthode d'itération

La méthode de localisation par itération assure la linéarisation du problème en choisissant premièrement un hypocentre et un temps origine « d'essais » (x_0, y_0, z_0, t_0). Par exemple, pour avoir ces paramètres d'essais : un événement sismique, se produisant tout près d'une station sismique quelconque, a un hypocentre localisé tout près de cette station. Et le « premier » temps d'arrivée d'ondes à la station sera considéré comme le temps origine.

Et ensuite, on suppose que l'hypocentre « vrai » est au voisinage de l'hypocentre d'essai. Cependant les résidus des temps de propagation associés à l'hypocentre d'essai seront des fonctions linéaires des corrections à apporter à la distance entre l'hypocentre (vrai) et la station.

Enfin, par calcul, les temps d'arrivée des ondes à la station i , associés à l'hypocentre d'essai, sont t_i^e et les temps de parcours résiduels sont r_i . On suppose que ces résidus temporels soient dus aux erreurs de la solution d'essai et les corrections voulues pour éliminer ces erreurs sont dx, dy, dz et dt . Si ces dernières sont petites, on calcule les corrections correspondant au temps de propagation des ondes en faisant une approximation de la fonction de temps de parcours T par la série de Taylor [29] :

$$r_i = \frac{\partial T}{\partial x_i} \cdot dx + \frac{\partial T}{\partial y_i} \cdot dy + \frac{\partial T}{\partial z_i} \cdot dz + dt \quad (10)$$

$$\text{L'expression matricielle est : } \quad r = G \cdot X \quad (11)$$

Avec G la matrice de dérivées partielles du temps d'arrivées des ondes par rapport aux paramètres de l'hypocentre et X la matrice vecteur correction inconnue.

Les équations (10) et (11) sont linéaires. Elles sont résolues par la technique de moindre carré pour la détermination des quatre inconnues (coordonnées de l'hypocentre et temps origine). En effet, on effectue une inversion matricielle de l'équation (11) :

$$G^T \cdot r = G^T \cdot G \cdot X \quad ; \quad \text{alors, } X = (G^T \cdot G)^{-1} \cdot G^T \cdot r \quad (11')$$

Où G^T est la matrice transposée de G .

I-1-6- Intensité et magnitude d'un séisme

Afin d'estimer l'importance des séismes, on tient compte de deux éléments majeurs liés aux séismes : son intensité et sa magnitude. L'intensité quantifie l'importance des secousses à la surface de la terre tandis que la magnitude quantifie l'énergie libérée par la rupture.

a) Intensité d'un séisme

L'intensité est une mesure de dommage causé par un tremblement de terre [32]. Généralement les dégâts causés par un tremblement de terre diminuent petit à petit lorsqu'on s'éloigne de l'épicentre. Un phénomène qui est aussi relatif à la géologie du milieu. Bien entendu un sol mou subit beaucoup plus de dommage qu'un sol ductile. Cette mesure correspond aussi aux témoignages des effets ressentis par les habitants de la région ou observés sur les objets suspendus (chute, heurte...) ou plus ou moins sur la construction. C'est ce qu'on appelle effet macrosismique [33].

L'intensité d'un séisme est estimée par rapport à un endroit bien déterminé. La plupart du temps on ne s'intéresse qu'à l'intensité maximale d'un séisme, celle mesurée à l'épicentre, dite intensité épicentrale.

Il existe plusieurs échelles d'intensité qui dépendent tous de nombreux facteurs communs : l'effet du site et la densité de la population [35]. De nos jours on utilise plus souvent *l'échelle de Medvedev - Sponheuer – Karnik* (connu sous l'échelle de MSK) qui est devenu utile depuis 1964.

Cette échelle est la modification de *l'échelle de Mercalli* datant de 1902. L'échelle MKS comporte douze (12) degrés, numérotés en chiffres romains. Le degré I correspond à l'intensité la plus faible et le degré XII à l'intensité maximale de l'échelle [33].

Tableau 1 : *l'échelle MKS* [35].

Degrés	Dégâts observés
I	Seuls les sismographes très sensibles enregistrent les vibrations.
II	secousses à peine perceptibles; quelques personnes au repos ressentent le séisme.
III	vibrations comparables à celles provoquées par le passage d'un petit camion.

IV	vibrations comparables à celles provoquées par le passage d'un gros camion.
V	séisme ressenti en plein air. Les dormeurs se réveillent.
VI	Les meubles sont déplacés.
VII	Quelques lézardes apparaissent dans les édifices.
VIII	Les cheminées des maisons tombent.
IX	Les maisons s'écroulent. Les canalisations souterraines sont cassées.
X	Destruction des ponts et des digues. Les rails de chemins de fer sont tordus.
XI	Les constructions les plus solides sont détruites. Grands éboulements.
XII	Les villes sont rasées. bouleversement important de la topographie.

Cette échelle d'intensité est très importante et utile notamment dans la prévention. Elle permet en fait d'établir des cartes de risques.

Toutes les différentes échelles d'intensité présente la même imperfection : le même «type » de séisme produit à un même endroit en un instant T_1 , dont la région est non peuplée, a une intensité faible qu'en un instant T_2 , dont la région est peuplée. On remarque ainsi que ces échelles ne permettent pas de comparer les tremblements de terre. Une autre échelle est donc utilisée : échelle de magnitude.

b) Magnitude d'un séisme

L'énergie libérée lors d'un séisme n'est pas facile à évaluer. Il existe de nombreuses façons dont les sismologues la mesurent. La plus connue est celle basée sur le sismogramme : l'échelle de magnitude. La magnitude d'un séisme mesure l'énergie et la puissance libérée au foyer sismique. Plus on s'éloigne de la source, plus la magnitude diminue.

Le principe est simple, un séisme génère des ondes élastiques (enregistrées par un sismographe) dont leurs amplitudes diminuent lorsque la distance focale augmente. En effet

considérons trois différents séismes dont on affiche l'onde de compression P enregistrée sur quatre stations sismiques situées à des distances différentes par rapport à l'hypocentre (X_A , X_B , X_C , X_D) [figure 9].

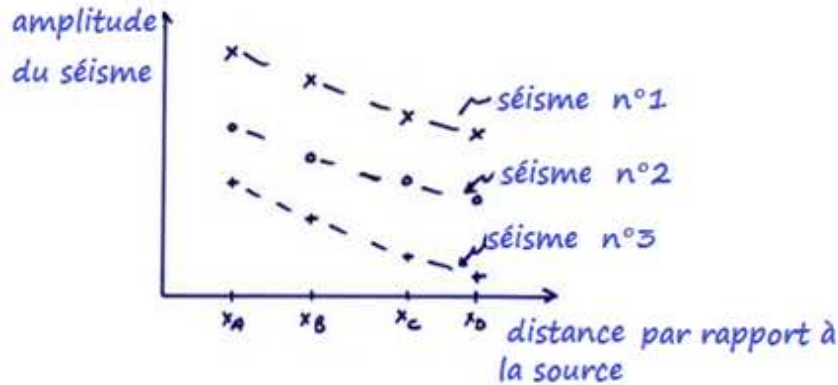


Figure 9 : Amplitude de l'onde P en fonction de la distance pour différentes stations.

D'après cette figure 9, l'amplitude du mouvement du sol lors du séisme n°1 est plus importante par rapport à celle du séisme n°3. Ceci nous montre seulement un aperçu de l'amplitude du séisme et non sa « taille » directement.

L'amplitude du mouvement, en fonction du temps, pour chaque séisme à une station quelconque est généralement différente, mais la forme de l'amplitude en fonction de la distance par rapport au foyer reste la même (pour une région donnée). C'est à ce simple fait que le géophysicien américain *Charles Richter* établit (1935) le concept d'échelle de magnitude. Le niveau de la courbe d'amplitude en fonction de la distance détermine la « magnitude » du séisme. La magnitude de *Richter* se calcule à partir de l'amplitude de différents types d'ondes sismiques. Néanmoins on peut calculer la magnitude d'un séisme à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme [34].

La magnitude de Richter se base sur la mesure, en valeur logarithmique décimal, de l'amplitude maximale d'un tremblement de terre sur un sismogramme. Suivant ce caractère logarithmique, si l'amplitude du mouvement du sol varie d'une unité, la magnitude du séisme varie d'un facteur de 10 et l'énergie libérée d'un facteur de 30. Ainsi la grandeur de mesure (la magnitude) d'un séisme ne dépend pas d'une zone à une autre, elle reste la même pour un séisme donné. Son calcul dépend des paramètres tels que la distance épacentrale, la profondeur du foyer, le type de sismomètre utilisé, la fréquence du signal...etc.

Cette échelle logarithme de Richter est une échelle ouverte sans limite supérieure [32] contrairement à l'échelle d'intensité. Le séisme de magnitude supérieure jamais enregistré atteignant la valeur 9.5, fut le séisme de 1960 au Chili. En réalité l'échelle de Richter n'a pas de limite. Sa valeur minimale est liée à la sensibilité du sismographe et sa valeur maximale à la résistance de la lithosphère aux forces tectoniques et à la longueur maximum de la faille susceptible de se fracturer d'un seul coup. Le tableau 2 montre la description d'un séisme par rapport à sa magnitude et la fréquence.

Tableau 2 : l'échelle de Richter [32].

Description	Magnitude	Fréquence	Effet observé
Micro	Moins de 1.9	8 000 par jour	Micro tremblement de terre, non ressenti
Très mineur	2.0 à 2.9	1 000 par jour	Généralement non ressenti mais détecté/enregistré
Mineur	3.0 à 3.9	49 000 par an	Souvent ressenti mais causant rarement des dommages
Léger	4.0 à 4.9	6 200 par an	Secousses notables d'objets à l'intérieur des maisons, bruit d'entrechoquement. Dommages importants peu communs
Modéré	5.0 à 5.9	800 par an	Peut causer des dommages majeurs à des édifices mal conçus des zones restreintes. Cause de légers dommages aux édifices bien construits
Fort	6.0 à 6.9	120 par an	Peut être destructeur dans des zones allant jusqu'à 180 km à la ronde si elles sont peuplées.
Majeur	7.0 à 7.9	18 par an	Peut provoquer des dommages modérés à sévères dans des zones plus vastes.
Important	8.0 à 8.9	1 par an	Peut causer des dommages sérieux dans des zones à des centaines de Km à la ronde.
Dévastateur	9.0 et plus	1 toutes les 6 ans environ	Dévaste des zones de plusieurs milliers de km à la ronde

On distingue plusieurs méthodes pour mesurer la magnitude d'un séisme. Ces méthodes donnent des valeurs légèrement différentes pour un séisme quelconque. Chacune d'elles

dépend de certains paramètres et parfois même d'un domaine d'application bien adaptée. En principe un même séisme a la même magnitude partout dans le monde, et pour ce faire plusieurs corrections [4] sont apportées par les sismologues tenant compte de la distance épacentrale, de la profondeur du séisme, du type du sismographe utilisé...etc. Plusieurs magnitudes peuvent être utilisées pour caractériser un séisme, en citant les plus fréquentes.

❖ **Magnitude locale M_L**

Cette magnitude représente la définition originale donnée par C. Richter en 1935. Elle se calcule à partir de l'amplitude maximale des ondes volumiques généralement l'onde P. On utilise ce type de magnitude uniquement pour des séismes locaux. Elle est toujours moyennée sur plusieurs stations en tenant compte des corrections locales.

$$M_L = \log(A) - \log(A_0) + c \log(\Delta) \quad (12)$$

A : l'amplitude maximale mesurée sur le sismogramme

A₀ : une amplitude de référence correspondant à un séisme de magnitude 0 à 100 km

Δ : la distance épacentrale (km)

C : une constante de calibration

❖ **Magnitude de durée M_d**

Cette magnitude est calculée à partir de la durée du signal lue sur le sismogramme. Elle est souvent utilisée pour les séismes locaux ou régionaux pour les micros-sismicités.

$$M_d = a_1 + a_2 \log_{10} \tau + a_3 \Delta \quad (13)$$

avec Δ = distance épacentrale en km

❖ **Magnitude des ondes de surface M_s**

Afin d'améliorer la magnitude locale et de la rendre plus globale, la magnitude des ondes de surface est mise en application dès 1936. On utilise en fait l'amplitude maximale des ondes de surface à une période de 20s pour calculer cette magnitude [32]. Elle est utilisée pour les séismes lointains (*téléséisme*) dont la profondeur de la source est inférieure à 100 Km, puisqu'au-delà, les séismes lointains ne génèrent pas d'ondes surfaciques.

$$M_s = \log(A/T) + b + c \log(\Delta) \quad (14)$$

A : Amplitude du mouvement du sol (μm)

T : Pseudo-période de l'onde en S

b et c : Constantes de calibration

Δ : Distance épacentrale en km

❖ Magnitude des ondes de volume M_v

Cette magnitude est très appropriée pour les séismes lointains avec une période d'une seconde. La magnitude des ondes de volume se calcule à partir de l'amplitude des ondes P qui arrivent en premier dans un sismogramme. Ce qui permet une estimation rapide de l'importance du séisme.

$$M_v = \log(A/T) + Q(\Delta, h) \quad (15)$$

A : Amplitude du mouvement du sol (μm)

T : Pseudo-période de l'onde en S

Q : Fonction de calibration

h : Profondeur de l'hypocentre en km

Δ : Distance épacentrale (en degré)

Le problème de cette mesure est la saturation rapide avec la magnitude. En effet elle atteint un seuil de saturation pour les plus forts séismes (magnitudes > 6). Ainsi elle n'est pratiquement utile que pour des séismes de magnitude inférieure à 6.

❖ Magnitude de moment M_w

La magnitude de moment M_w (ou magnitude de *Kanamori*) est la plus utilisée de nos jours. Elle est la seule mesure qui permet d'estimer l'importance d'un tremblement de terre, parmi tant d'autres, qui reste liée directement à la source d'un séisme. La magnitude de moment est calculée, suivant des considérations théoriques, à partir du moment sismique M_o . En fait ce dernier est une quantité physique résultant du produit de l'aire de la faille par le déplacement moyen sur la faille et par la rigidité de la roche. Elle est plus adaptée pour les plus gros séismes puisqu'avec elle il n'y pas de problème de saturation. Il existe plusieurs façons de déterminer cette magnitude, la formule la plus utilisée est :

$$M_w = \frac{2}{3} \{ \log(M_o) - 9.1 \} \quad (16)$$

avec $M_o = \mu \cdot S \cdot \Delta u \quad (17)$

Où M_o : Moment sismique en dyne cm

S : Surface de la faille,

μ : Rigidité de la roche

Δu : Déplacement moyen sur la faille

I-1-7- Mécanisme au foyer sismique

a) Géométrie d'une faille

La plupart des objectifs des séismologues est de déterminer la géométrie de la faille. Comme on vient de l'affirmer précédemment, la forme d'émission d'ondes sismiques lors d'un mouvement tectonique est quasiment liée à la géométrie de la faille sur laquelle s'est produit le mouvement. A ce simple fait, des séismogrammes enregistrés à différentes distances et azimut permettent de connaître la géométrie de la faille causant un séisme, connu sous l'expression de « mécanisme au foyer ». En général, on suppose que cette faille est constituée d'une surface plane (ce qui n'est pas toujours le cas) [25] ; de ce fait, elle se caractérise par l'orientation du plan de la faille et la direction du mouvement tout au long de ce plan. D'après ces critères, on peut distinguer quatre grandes catégories de failles :

- faille normale
- faille inverse
- faille de décrochement senestre
- faille de décrochement dextre

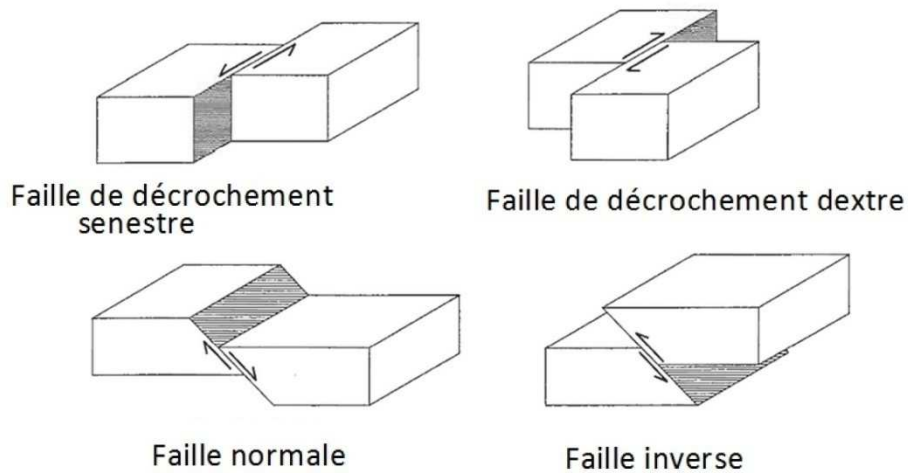


Figure 10 : Représentation géométrique des quatre failles de base.

On utilise plusieurs techniques pour étudier le mécanisme au foyer, mais le plus simple et plus fréquent est lié à la notion de polarité (direction) de l'onde sismique la plus rapide (onde P). Cette polarité de l'onde P, qui dépend de la position de la station sismique par rapport à l'épicentre, est perceptible sur le séismogramme (composante verticale). Cette polarité est vue soit allant vers le haut (dite positive) représentant le côté compressive de la faille, soit allant vers le bas (dite négative) représentant le côté extensif de la faille [figure 11].

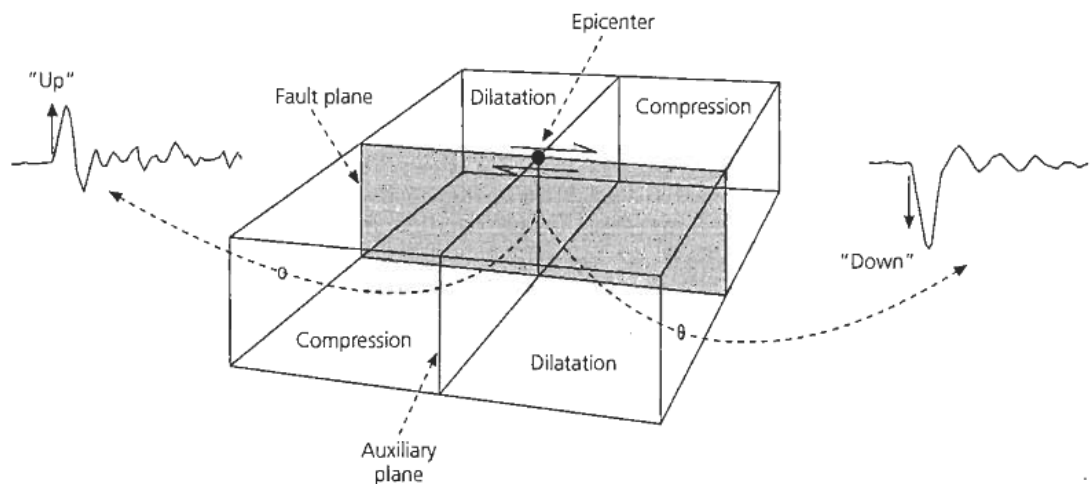


Figure 11 : Représentation des plans nodaux et les polarités sur le signal sismique [25].

Quatre quadrants géométriques se définissent autour de l'épicentre suivant la mobilité de la faille : deux compressifs et deux extensifs. On perçoit donc un plan perpendiculaire au plan de la faille, le plan auxiliaire. L'ensemble de ces deux plans constituent les plans nodaux.

Dans la majorité des cas, il est pratiquement difficile de distinguer ces deux plans. Ainsi une connaissance géologique du milieu reste toujours indispensable afin de déduire le plan de la faille.

Brièvement on rappelle qu'en plus de cette technique sur la polarité de l'onde P, on peut utiliser les ondes surfaciques dans le domaine fréquentiel et aussi le rapport de l'amplitude de l'onde S par celle de l'onde P pour étudier le mécanisme au foyer d'un séisme. Dans notre cas d'étude nous n'appliquerons que la méthode de la polarité de l'onde première P et le rapport des amplitudes S/P.

b) Représentation de la géométrie de la faille

En considérant un milieu sphérique, de vitesse d'onde P v_h au foyer sismique (situé à une distance r_h du centre de la Terre), la trajectoire de l'onde P émise peut être définie par la célèbre loi de Snell [25].

En effet, il existe un paramètre lié à l'onde qui reste constant tout au long de la trajectoire, le « ray parameter p » en anglais.

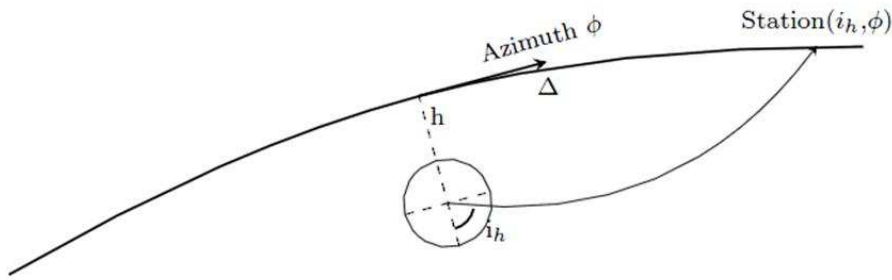


Figure 12 : Représentation de la trajectoire de l'onde sismique dans milieu sphérique centré au foyer sismique.

Par définition :

$$p = \frac{r_h \sin i_h}{v_h} \quad (18)$$

Avec $r_h = R - h$, où R est le rayon de la Terre et i_h l'angle d'incidence de l'onde.

Ce paramètre constant p joue le rôle du coefficient de proportionnalité entre la variation du temps ΔT de parcours et la variation de la distance Δd parcourue (séparant foyer et station) [25].

Alors la loi de Snell s'écrit :

$$p = \frac{r_h \sin i_h}{v_h} = \frac{\Delta T}{\Delta d} \quad (19)$$

Donc : $\sin i_h = \frac{v_h}{r_h} \times \frac{\Delta T}{\Delta d} \quad (20)$

Cette dernière équation est très importante puisqu'elle met en relation la distance parcourue par l'onde et l'angle selon laquelle l'onde est émise en profondeur. Il faut noter que l'angle d'incidence, connu sous le terme anglais « *take-off angle* », est toujours pris entre la verticale et la trajectoire de l'onde coupant l'hémisphère inférieur de la sphère centrée à l'hypocentre.

Sur ce même contexte sphérique centré au foyer, on peut avoir une déduction schématique simple de la polarité des ondes P en divisant l'hémisphère inférieure en quatre quadrants suivant les plans nodaux [figure 13].

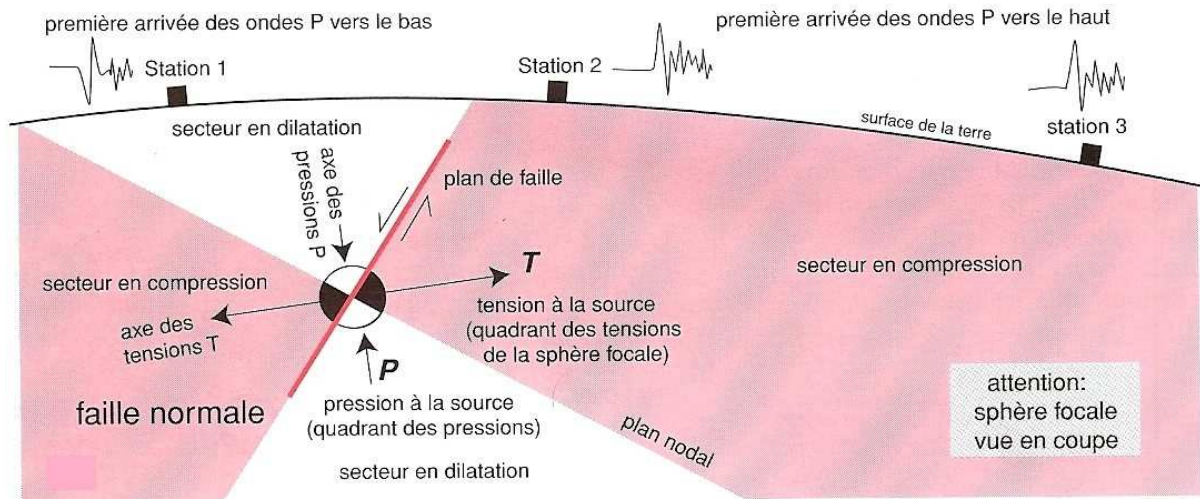


Figure 13 : Schéma à 2D du foyer sismique et des polarités [30].

Ainsi le mécanisme au foyer est discernable suivant une répartition de données autour d'une sphère centrée au foyer sismique. La représentation d'une sphère n'est pas facile sur papier. Alors on a recours à la *projection stéréographique* qui transforme un hémisphère en

un plan sur lequel les données sont représentées [25]. Chaque forme géométrique d'une faille correspond à une projection stéréographique spécifique liée à l'azimut (strike), au pendage de la faille (dip) et à l'angle de mouvement de glissement sur la faille (slip ou rake) [figure 14]. Les quadrants blancs et noirs, sur la figure 14, représentant extension et compression respectivement, montrent la géométrie de la faille.

Dans le majeur des cas, on étudie le mécanisme au foyer d'un séisme pour déterminer les directions des contraintes. Ces directions sont définies de façon géométrique. L'axe de pression, noté P, et l'axe de tension, noté T, représentent respectivement les bissectrices des quadrants compressif et extensif.

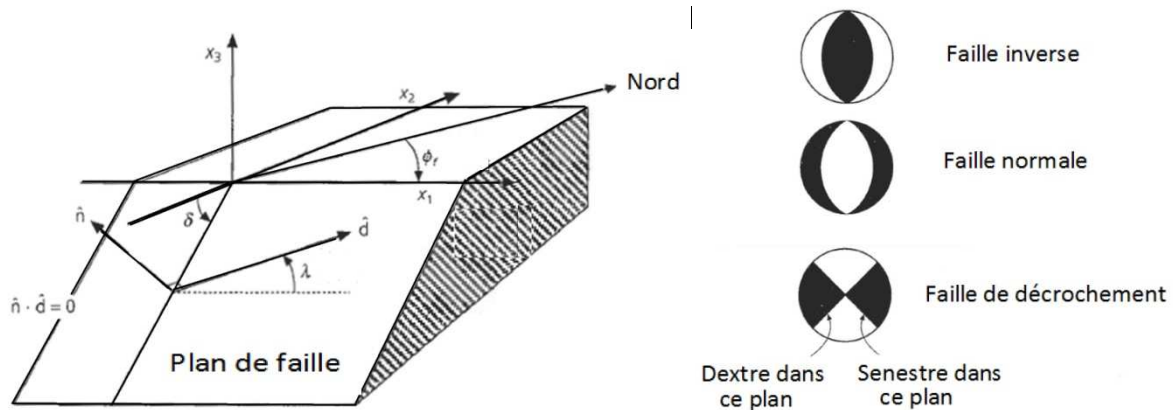


Figure 14 : A gauche, plan de faille et angle caractéristique (pendage δ , azimut Φ_f , et angle de glissement sur la faille λ) ; à droite, projection sphérique de la géométrie de la faille.

I-2- Tectonique globale

La tectonique est une science géologique qui étudie la nature et les causes des activités géodynamiques terrestres. Au fil du temps l'explication des manifestations de ces activités géodynamiques (sismicité, volcanisme et déformation) s'appuie sur la théorie scientifique planétaire et unificatrice de la tectonique des plaques. Suivant cette théorie, ces phénomènes (ou activités) que subit la lithosphère sont engendrés par des forces internes de la Terre et ces activités se traduisent par le découpage de la lithosphère en succession de nombreuses plaques rigides qui sont en perpétuel mouvement les uns par rapport aux autres en glissant sur l'asthénosphère.

I-2-1- La notion de plaque

La notion de plaque est le fruit du concept de J. Morgan (1967) évoquant que l'enveloppe externe de la terre est divisée en « plaques rigides », volumes rigides et peu épais par rapport à leur surface. Cette enveloppe superficielle communément appelée lithosphère est en effet une mosaïque de plaques rigides recouvrant le globe terrestre. Ces plaques sont en mouvement et séparées les unes des autres par des zones étroites où se concentre l'essentiel de l'activité géodynamique de la terre. On définit trois différents types de zones limites des plaques.

❖ **La zone de divergence**, qui est une zone d'expansion. Cette zone caractérise la frontière de deux plaques qui s'éloignent l'une de l'autre. Ces plaques divergentes se localisent généralement au niveau des dorsales océaniques, laissant échapper le magma des profondeurs océaniques qui à son tour crée la croûte océanique.

❖ **La zone de convergence**, qui correspond à une zone de collision, d'affrontement de plaques conséquence de la divergence. Comme disait Lavoisier « rien ne se crée rien ne se perd, tout se transforme », l'expansion de la lithosphère à la limites des zones divergentes nécessite une réduction de la lithosphère ailleurs pour maintenir constante cette enveloppe terrestre. Ainsi des plaques entrent en collision à la limite convergente et une portion d'une des plaques (certainement la plus dense) finit dans l'asthénosphère, où des réactions de fusion s'enchainent.

❖ **La zone transformante** est une zone limitant deux plaques qui sont en mouvement de glissement latéral l'une contre l'autre le long d'une faille. La frontière transformante est généralement visible au niveau de la lithosphère océanique. On dénomme la faille par laquelle s'active ce genre de mouvement comme faille transformante. Cette fracture étant grandiose affecte toute l'épaisseur de la lithosphère.

Toute fois les résultats de l'activité géodynamique en ces zones dépendent essentiellement de la nature des plaques lithosphériques entrant en action.

I-2-2- Natures de la croûte terrestre

La Terre est constituée de trois couches successives de propriétés physiques différentes en son intérieur. Le noyau (réparti en deux, interne et externe) au centre de la masse terrestre occupe 17% du volume terrestre , ensuite le manteau (réparti en deux, inférieur et supérieur) qui constitue 81% du volume terrestre , et enfin la croûte qui représente 2% du ce volume.

La croûte est cette infime petite partie couvrant la Terre, dite écorce terrestre. L'ensemble formé par la croûte et la partie supérieure du manteau supérieur constitue la lithosphère terrestre. On distingue deux types de croûte : la croûte continentale (C-C) et la croûte océanique (C-O).

La croûte continentale s'établit au niveau des continents. Elle est constituée de roches granitiques (ou de roches intermédiaires) de densité égale à 2.7 (ou 3), et dresse les plaines continentales et les montagnes. Par contre *la croûte océanique* s'allonge sous les océans. Elle est constituée de roches basaltiques de densité élevée ($d=3.2$).

I-2-3- Résultats de l'activité géodynamique

Après une expansion ou une collision de plaques, suite à des contraintes (ou de forces) considérables, on peut s'attendre à des déformations au niveau de la morphologie structurale de la surface terrestre. Des fractures, des plis et/ou des accrétions se dressent de part et d'autre des frontières des plaques.

- Une expansion entre deux croûtes continentales engendre généralement un graben ou une série de graben qu'on appelle rift et des édifices volcaniques [figure 15]. En faite, les grabens sont des fossés tectoniques d'effondrement entre des failles normales. Les compartiments surélevés par rapport au graben sont appelés horst. Lorsque la séparation se poursuit, le rift s'enfonce au niveau de la mer et les eaux envahissent la vallée et le magma du volcanisme sous-marin se déversent en fermant petit à petit une croûte océanique.

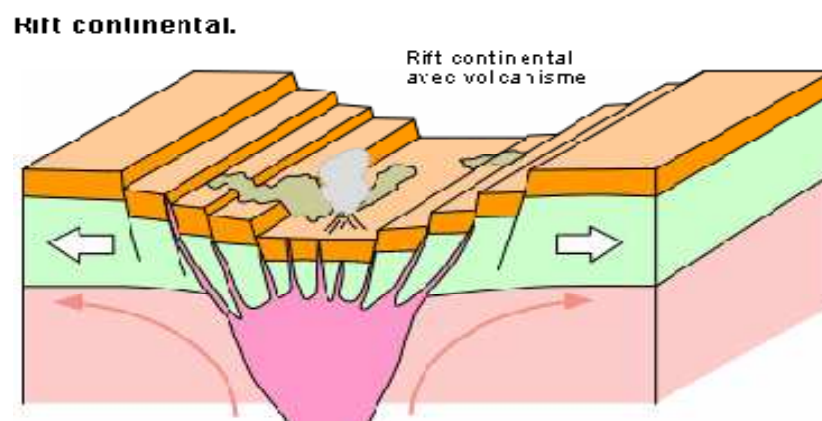


Figure 15 : Modèles d'une zone de convergence formant des rifts continentaux avec volcanisme.

- La collision de deux croûtes océaniques donne naissance à des volcans sous la forme d'une série d'îles volcaniques au dessus du plancher océanique.
- La collision d'une croûte continentale et d'une croûte océanique génère une chaîne de volcans sur les continents et un prisme d'accrétion sédimentaire sous les océans.
- Le résultat obtenu par la convergence de deux croûtes continentales est une chaîne de montagnes et de volcans sur la surface continentale. Les roches des portions extrémales des deux croûtes sont comprimées et donc plissées et faillées [figure 16].

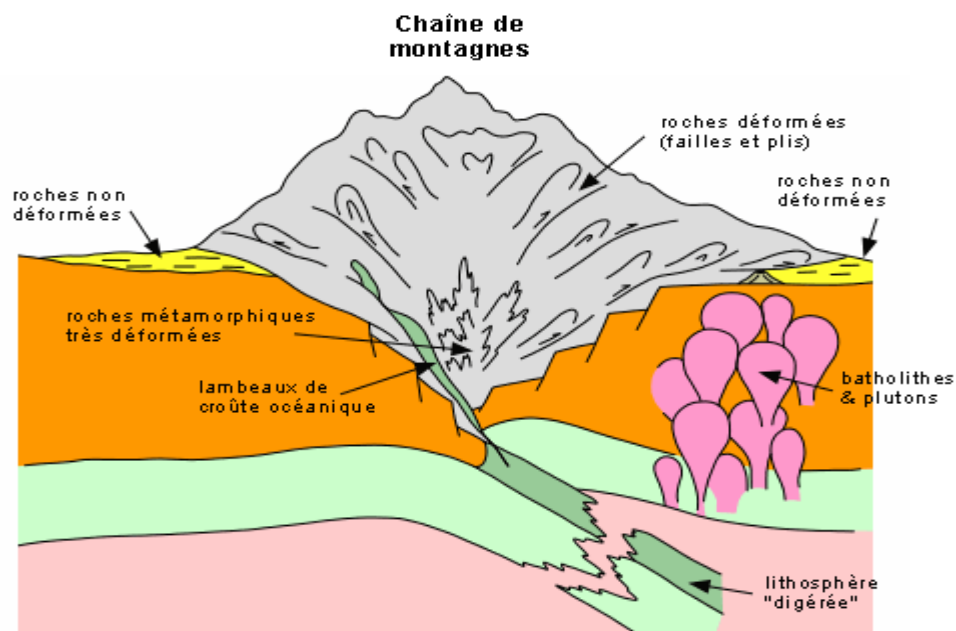


Figure 16 : Modèle de collision de deux croûtes continentales.

PARTIE II :
LA TECTONIQUE DU CANAL DE MOZAMBIQUE ET LA GEOLOGIE
DE L'ARCHIPEL DES COMORES

II-1- La tectonique dans le canal de Mozambique

Le canal de Mozambique s'étend entre les côtes africaines et malgaches sur une largeur variant de 420 à 1 000 Km, une longueur d'environ 1 200 Km de direction Nord-Sud et entre 11°S et 26°S de latitude [figure 17].

II-1-1- Histoire tectonique lors de la formation du canal de Mozambique

Les nombreuses études effectuées dans le canal de Mozambique depuis le début du XX^{ème} siècle ont été très révélatrices sur l'expansion de la région Ouest de l'Océan Indien. Le canal de Mozambique joue un rôle capital dans l'évolution du Gondwana. La formation du canal est liée à la théorie de dérive continentale. En effet le canal de Mozambique résulte de la séparation du microcontinent malgache du Gondwana. Ce décrochage s'est notamment déroulé en plusieurs phases durant une longue durée en temps géologique [6].

Du Permien au Jurassique inférieur, s'est produite une distension intracontinentale de direction NO-SE qui correspond au rifting de Karroo, origine de la création de fosses d'effondrement (dépressions situées au fond des océans).

Du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, s'est déroulée la phase d'ouverture des bassins océaniques de Somalie et de Mozambique, par accréation océanique suivant une direction N-S le long des dorsales médio-océaniques [4]. Cette phase correspond à la formation de la ride de Davie et marque la séparation de Madagascar du continent africain.

Dans les zones profondes océaniques, la chaîne de Davie délimite une zone de faiblesse. Cette zone subit un fonctionnement décrochant dextre entre le Jurassique supérieur et l'Aptien. Suivant les âges, Madagascar subit une rotation liée au fonctionnement de la ride de Davie. Une expansion qui prend fin lorsque la dorsale de Somalie a cessé de fonctionner (Crétacé supérieur, Aptien) [22].

Un bombement de la ride de Davie se produit pendant l'Eocène. Ce processus engendre des dépôts terrigènes issus de l'érosion de cette dernière sur le bassin somalien, substratum des Iles de l'archipel des Comores.

Un épisode extensif, succédant le bombement de la ride de Davie, fut l'origine de la formation de dépressions telle que les fossés de Kerimbass et Lacerda qui séparent la marge Nord mozambicaine de la ride de Davie. Cette divergence est liée à la ramification dans le

canal de Mozambique de la branche Sud-ouest de la Rift Est Africain (J. Chorowicz, 2005) [2]. Ce rift semble réactiver la fonctionnalité de l'activité géodynamique du canal.

Trois accidents tectoniques majeurs situés à 42°E, 43°E et 44°E de longitude, parallèle à la ride provoquèrent la remontée du socle sous la forme d'intrusion volcanique crevant la couverture sédimentaire.

Les mouvements tectoniques furent intenses au Mésozoïque. C'est l'époque des tectoniques cassantes et de volcanisme «fissural », se produisant non seulement le long de la ride de Davie (qui était une faille transformant) mais aussi sur des fissures parallèles à la ride et à la limite des parties émergentes.

II-1-2- Structure et morphologie du canal de Mozambique

Le canal de Mozambique est limité au Nord par le bassin de Somalie et au Sud par le bassin de Mozambique. On trouve entre autre dans le Nord-est (du canal de Mozambique) le bassin des Comores, à l'Ouest et Sud-ouest le bassin profond du Canal et le horst de Beira (la marge continentale africaine), et plus au Sud-ouest la ride de Mozambique. La limite Est du canal est marquée par le plateau marginal malgache. Le canal de Mozambique, vu sa position géographique, est intéressante dans l'étude des fonds océaniques. Cette région abrite des structures géologiques à morphologie différente. Les études faites dans cette zone ont fourni des connaissances majeures au niveau de l'expansion sous-marine et de la dérive continentale.

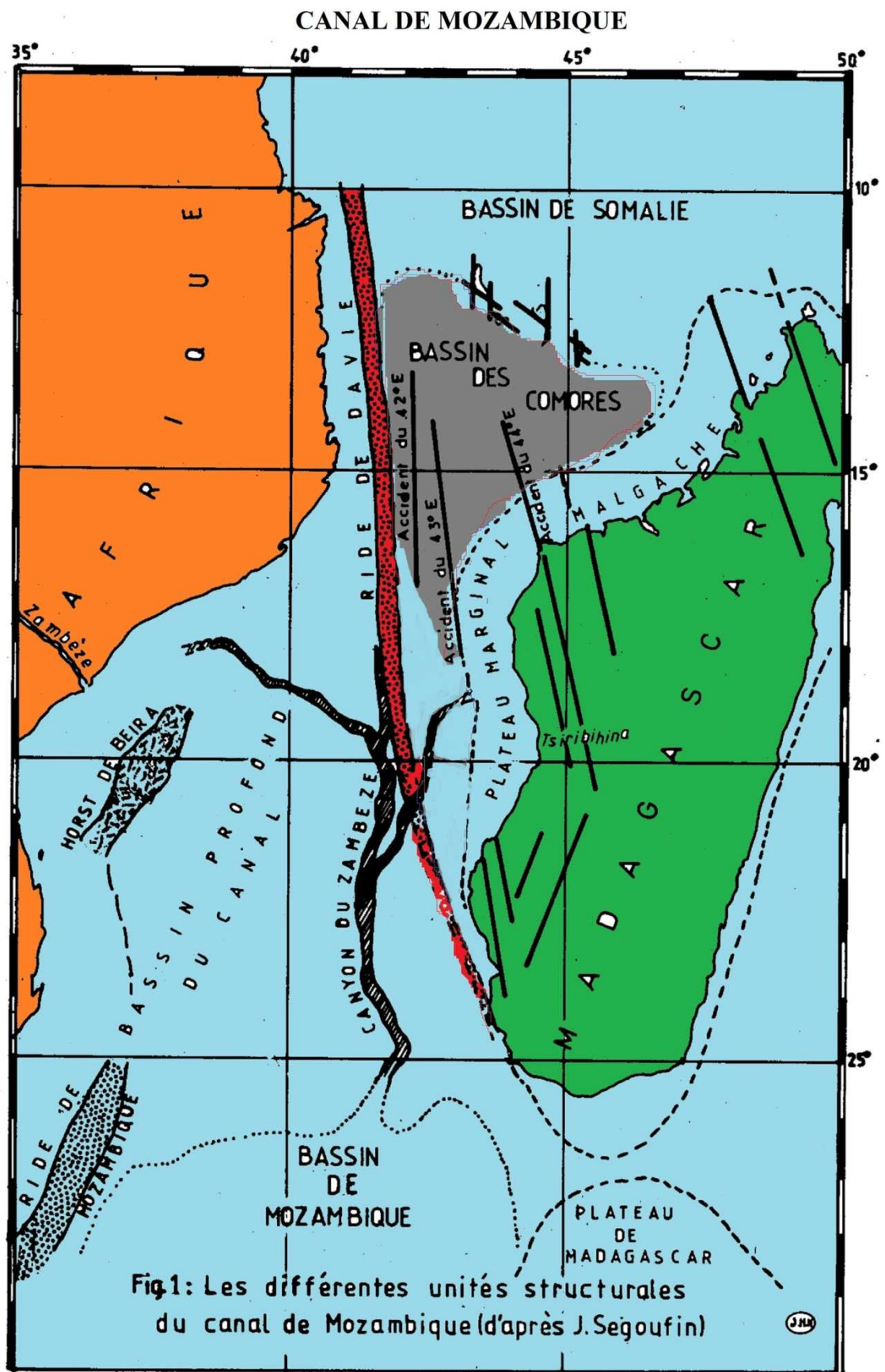


Figure 17 : Les différentes unités structurales du canal de Mozambique [4].

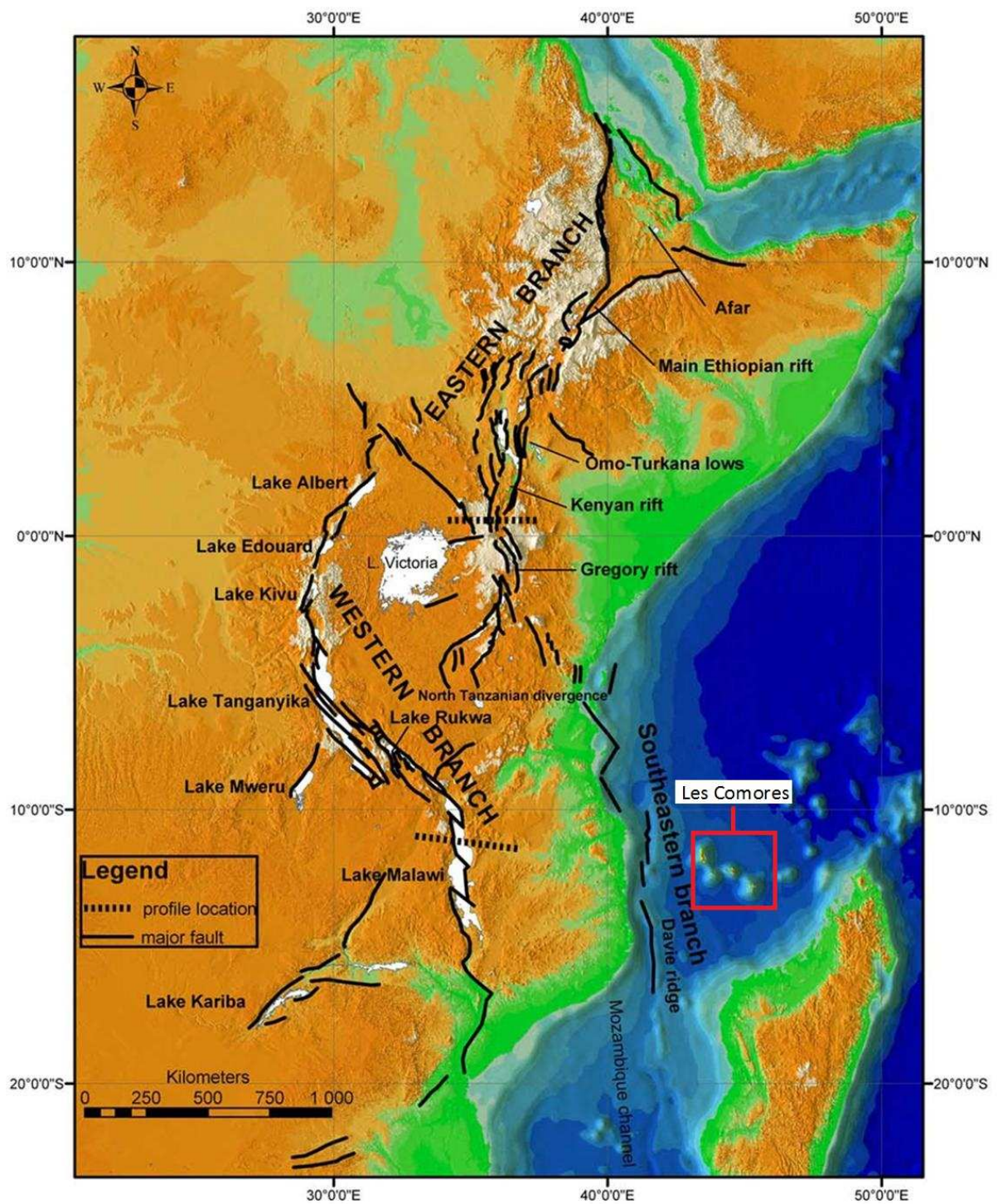


Figure 18 : Les trois différentes branches du rift Est-Africain [4].

Comme les structures sont très nombreuses, nous ne citerons que quelques unes liées directement ou indirectement à notre étude.

- Il est important dans ce cadre d'étude de connaître une structure majeure située dans la partie Est de l'Afrique continental. Cette structure est le rift Est-Africain. Ce rift est aperçu en surface comme une succession de bassins tectoniques de plusieurs milliers de kilomètres de long. Chaque bassin est bordé de failles et forme de graben, de centaine de kilomètres de long et quelques dizaines de larges, vides et parfois même remplis de sédiments et/ou des roches volcaniques. Le rift Est-Africain est ramifié suivant trois directions : deux directions principales, les branches Est et Ouest, et une branche Sud-est. La branche Est parcourt une distance au-delà de 2200 km, partant du Nord du triangle d'Afar vers le Sud jusqu'au Nord de la Tanzanie. La branche Ouest parcourt une distance de 2100 km, depuis le Nord du lac Albert (Mobutu) vers jusqu'au lac Malawi. Et en fin la branche Sud-est qui se jette dans le canal de Mozambique et se loge à l'Ouest de la ride de Davie (J. Chorowicz, 2005) [2]. La figure 18 illustre le rift Est-Africain et ses branches. Les études géologiques et géophysiques réalisées sur cette large zone montrent que la propagation du Rift Est-Africain a connu ses débuts dès l'Oligocène (30 Ma). Il se propagea du Nord d'Afar vers le Sud. La déformation migre ensuite vers le Sud-est de l'Afrique s'accompagnant d'une sismicité abondante avec des mécanismes au foyer caractérisant des mouvements « distensifs » de direction Est-ouest (J. Chorowicz, 2005) [2].

- Le bassin de Somalie est une dépression océanique limitée à l'Est par la dorsale de Carlsberg et à l'Ouest par la côte africaine. Ce bassin doit son nom à la Somalie, pays de l'Afrique de l'Est. Il s'étend largement au Sud jusqu'au bassin des Comores. La limite Nord du bassin se localise au voisinage de l'Île de Socotra. Son relief est interrompu par quelques montagnes sous-marines dont certaines atteignent la surface des eaux marines pour former des îles comme celle du groupe d'Aldabra aux Seychelles (dans l'Océan Indien). Il faut savoir que, comme cité ci-dessus, le bassin de Somalie constitue le substratum des Comores. En certains endroits du bassin somalien, il y a la présence de dépôts salifères qui ont été datés du Trias au Bajocien. Le substratum de ce bassin est probablement d'âge Karroo [28].

- Le bassin de Mozambique est le plus vaste bassin sédimentaire du canal. Cette structure a une forme rectangulaire avec une superficie d'environ 1 200 000 km² et une profondeur de 5000 m [4]. Les limites Est et Ouest de ce bassin dans le canal sont respectivement le plateau de Madagascar et la ride de Mozambique. Le contact du bassin et les structures qui le limitent

se fait par gradins de faille (J. Ségoufin, 1985) [22]. Une série d'anomalies magnétiques complètes du Mésozoïque recueillie par Ségoufin montre que l'ouverture de ce bassin date du Jurassique supérieur. Sa partie Nord est constituée par les bassins de Kerimbass et de Lacerda. Ces bassins sont des grabens à sismicité forte [27].

- Parmi les structures majeures présentes dans le canal de Mozambique, on trouve la ride de Davie. Elle se présente comme une forme continue de direction subméridienne. Son relief est très variable et asymétrique. La profondeur des fonds est plus importante sur le flanc Ouest que sur le flanc Est. Elle se dédouble en plusieurs endroits séparés par un bassin sédimentaire épais. La ride de Davie a la forme d'une faille rectiligne très longue. Elle est considérée comme une faille de cisaillement avec d'importants mouvements horizontaux, mais également comme une faille transformante avortée dont la direction correspond à celle du mouvement relatif de Madagascar vers le Sud par rapport à l'Afrique [27].

- Le bassin des Comores est le plus nordique du canal de Mozambique, il est limité à l'Ouest par la ride de Davie et la marge continentale africaine, au Nord-est par l'archipel volcanique des Comores et au Sud-est par le plateau marginal malgache. Ce bassin est sédimentaire à séries épaisses bien stratifiées [4]. D'après Ségoufin, l'archipel des Comores est situé à la limite d'une croûte continentale et d'une croûte océanique. Donc le bassin comorien abrite une zone de subsidence constituée de socle continental. Le contact du bassin des Comores avec les autres structures se fait par gradins de failles.

- Le bassin profond du canal de Mozambique, sédimentaire, est limité à l'Ouest par la côte africaine et au Nord-est par la ride de Davie. Ce bassin est ouvert au Sud dans le bassin mozambicain et sa limite est au niveau des îles Bassa de India et Europa (J. Ségoufin et P. Patriat, 1980) [23]. La structure est profonde (3 km) et le subsidence du bassin est formé par des coulées volcaniques d'âge Karroo [23], un volcanisme qui est lié à l'Afrique de l'Est. Mais on rencontre vers le Sud des reliefs en marches d'escalier d'âge récent liés au volcanisme des îles Bassa. Le bassin profond est connu par sa forte sismicité.

- On distingue le plateau marginal de Madagascar à l'Est du canal de Mozambique, tout autour de la grande Île. Ce plateau est le prolongement sous-marin des bassins sédimentaires malgaches émergés. Les séries sédimentaires recouvrant ce plateau sont relativement peu épaisses par rapport aux épaisseurs du bassin des Comores, mais assez complètes. En effet on y retrouve le toit du Crétacé supérieur prolongeant probablement les trappes du Crétacé supérieur de Madagascar.

II-2- Nature du socle Comorien

Les Comores sont des îles d'origine volcaniques ; les quatre îles constituant cet archipel sont bâties sur une formation ignée. Le volcanisme comorien a voyagé depuis Mayotte jusqu'à la Grande Comores, engendrant la formation de l'archipel. Ceci engendre un mouvement structural majeur de direction NW-SE du bloc des îles Comores suivant cette évolution de l'archipel. Le volcan Karthala est le seul volcan restant actif de ces îles. Les études géophysiques menées sur ce dernier montrent que le Karthala est un volcan à point chaud [27].

Dans certaines zones de ces îles (Mayotte et Anjouan), on peut apercevoir quelques formations de nature continentale, mais la plupart des études menées sur des nombreux lieux montrent que le socle constituant cet archipel est de nature océanique.

L'idée sur la nature du socle, sur lequel les îles volcaniques comoriennes sont bâties, ne fait pas l'unanimité entre les géologues et géophysiciens travaillant sur le lieu. Plusieurs hypothèses voient le jour afin de prouver sa nature, soit continental soit océanique.

Lacroix, (1922) [13], Flower et Srong, (1969) [8] ont fondé leurs arguments sur les critères sédimentaires constatés et observés sur les îles. Cela représentait à leurs yeux la preuve concrète de la présence d'un substratum continental. Ce qui ne fut pas le cas de Wright et Mc Curry (1970). Ces derniers affirmèrent que ces sédiments pouvaient provenir d'ailleurs et être déposés sur un substratum océanique.

Suite à une investigation géophysique, Rabinowitz et al. (1983) montrent que la majeure partie Est du bassin comorien est de nature océanique. Cet argument lui était suffisant pour qualifier la totalité du socle à la nature océanique [4].

La question que D. Debeuf (2004) [4] se tenait à résoudre pour apporter une lumière à ce sujet est l'origine des enclaves (roches) sédimentaires des îles de l'archipel des Comores. Il affirma que l'épisode du rifting Karroo et la ride de Davie ont joué un rôle majeur dans le bassin des Comores. Sans pourtant trancher, il décrit donc deux origines susceptibles pour ces enclaves: soit lié au rifting Karroo, soit lié à la ride de Davie. D'une part les gneiss, arkoses et grès noirs associés au rifting Karroo ont pu participer à la formation des sédiments sur la croûte océanique du canal de Mozambique. D'autre part, une érosion de la ride de Davie, située à environ 150 km des îles, a pu apporter des sédiments gréseux présents au fond du bassin des Comores. Dans ce dernier point, D. Debeuf adhère à l'idée de Leclaire stipulant qu'une phase tectonique compressive eut affecté la ride de Davie et favorisé une érosion des reliefs formés lors de l'Eocène inférieur-moyen.

Le manque de publication des études récentes effectuées sur la zone nous laisse toujours perplexe sur l'origine du substratum de ces îles.

II-3- L'archipel des Comores

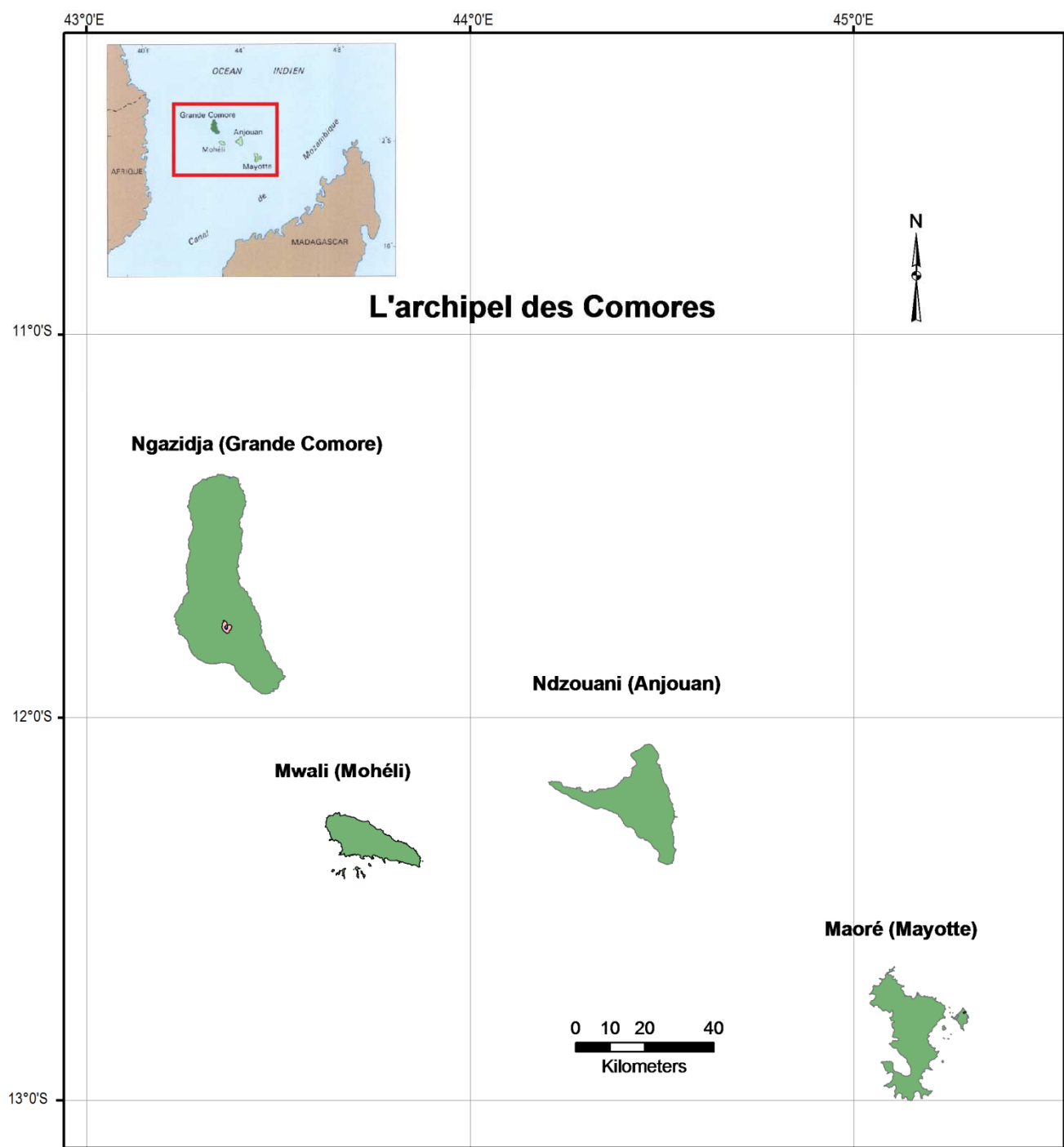


Figure 19 : Carte géographique de l'archipel des Comores.

Situé entre les latitudes 11°11' et 13°04' Sud et les longitudes 43°15' et 45°18' Est, à l'entrée Nord du canal de Mozambique, l'archipel des Comores se compose de quatre îles disposées en gradin selon un axe SE-NO, partant de Maoré (Mayotte), en direction de Ndzouani (Anjouan), Mwali (Mohéli) et Ngazidja (Grande Comore).

L'île la plus septentrionale et la plus proche de l'Afrique est la Grande Comore, distant de la côte africaine d'environ 300 kilomètres, tandis que Mayotte, la plus méridionale, est située à 297 kilomètres environ de Madagascar. Suivant leur alignement, chacune des îles se sépare de sa plus proche voisine de moins de 60 km.

Les Comores font partie de ce groupe de Terre qui n'ont jamais eu un lien propre avec un continent. Ils ont surgi du fond de l'océan à l'occasion d'éruption volcanique sillonnant la mer des Indes et d'exhaussement sous-marin successif. Le système volcanique observé dans les îles témoigne le critère récent de leurs émergences. La structure géomorphologique sur l'ensemble de l'archipel montre que chaque île apparaissait à une période géologique différente, tout en se succédant suivant une direction SO-NE.

Des nombreuses études géologiques furent réalisées dans l'archipel. Il s'ensuit que les îles ont connu de nombreuses phases volcaniques.

A .Lacroix, (1922), définit trois ensembles pétrographiques de laves [13] :

- les laves à faciès basaltiques, présentes dans tout l'archipel
- les phonolites connues à Mohéli, Anjouan et Mayotte
- les trachytes présents uniquement à Mayotte

Ce dernier ensemble (les trachytes) était identifié récemment par D. Debeuf (2004) comme présentant des compositions chimiques de type Phonolitique.

R. Pavlavosky et S. Ours, (1952), distinguent trois phases volcaniques principales selon la coloration et la composition minéralogique des laves [17]. Ces phases sont séparées par des périodes de repos dont l'érosion a bel et bien profité pour laisser ses empreintes.

- la phase inférieure, qui correspond à des basaltes fréquemment altérées. Ces basaltes sont généralement riches en olivines et très pauvres en augites et plagioclases. Les critères de cette phase sont observables sur une petite zone à l'Ouest de Ngazidja, à Mwali (Noumachiwa, Sambia) et à Ndzouani dans la région intérieure centrée sur le Mt. N'tringui.

- la phase intermédiaire, dont ses basaltes sont constitués d'une grande quantité d'augite en phénocristaux microscopiques et certaine quantité de microlite de plagioclase. Mais une fréquence faible d'olivine est marquante. Cette phase correspond à la partie Sud-est

de Ngazidja, à la moitié orientale de Mwali et à Ndzouani (Sima, M'jimlimé et Nioumakélé). Elle est qualifiée dans l'ensemble à une coloration peu noire.

- la phase supérieure, constituée de basalte riche en olivine (en cristaux craquelé), s'observe presque partout en Grande Comores. On y distingue quelques minéraux de pyroxène en phénocristaux macroscopiques et de silice. Les roches correspondant à cette phase sont compactes ou vacuolaires sous une coloration gris noirâtre ou gris de fer.

Ces deux auteurs (R. Pavlavosky et S. Ours, 1952) ont hésité dans la classification de Maoré sur les 3 phases.

II-3-1- Grande Comore

Ngazidja par son jeune âge reste la seule des quatre îles à présenter un volcanisme actif. Elle comprend deux entités volcaniques : le massif de La Grille et le massif de Karthala.

Le massif de la Grille est localisé au Nord de Ngazidja. Il est reconnu comme un volcan bouclier (Lacroix, 1922) dans un stade d'évolution plus avancé que le Karthala. Bien que le caldera sommital soit invisible actuellement, les cicatrices d'une telle structure sont présentes sur le plateau sommital (D. Debeuf, 2004). Actuellement on adopte trois types de formation volcanique constituant ce massif avec une abondance de basanites, d'olivines, d'ankaramites et d'océanites :

- le volcanisme récent constitué de coulées supérieures aux caractères « aa » et « pahoehoe » conservé ou peu émoussé et de coulées inférieures de même caractères mais sans altération importante ;
- le volcanisme ancien caractérisé par des coulées supérieures à contours discernables et de coulées inférieures à limites effacées ;
- Le volcanisme indéfini, qui correspond aux coulées anciennes et récentes recouvertes d'important nappage de pyroclastites.

Le massif de Karthala héberge un volcanisme à bouclier-basaltique. Ce massif s'étend du centre jusqu'à l'extrême Sud de l'île. Ce volcan est édifié le long de deux rifts zone diamétralement opposés de part et d'autre du caldera sommital. Le Karthala est un volcan de point chaud de type hawaïen, sa hauteur visible est de 2360 m par rapport au niveau de la mer. Mais à vrai dire, il part de 4000 m de profondeur dans le fond marine, et donc il atteint une véritable hauteur de 6360 m [19].

Les études faites sur le Karthala montrent que ce caldera est formé de plusieurs phases regroupées en trois complexes:

- Choungou-Chahalé ou volcanisme ancien, dont les laves témoignent la présence de basaltes aphyriques, à olivine et à plagioclase, d'ankaramites et d'autres minéraux. Ses coulées de lave ont subi une altération ferralitique ;
- Choungou-Chahari ou volcanisme récent qui est constitué d'une unité supérieure aux coulées de lave conservées et d'une unité inférieure aux coulées émousées constitué de coulées bien conservés ;
- Choungou-Chanouméni ou volcanisme actuel, dont les coulées restent intactes ou peu modifiées et dépourvues généralement de couverture végétal (émises après 1850 environ).

Les volcanismes récent et actuel sont caractérisés par des coulées de lave riches en basaltes aphyrique et à olivine, d'ankaramites, d'océanites et d'hawaïites.

L'ensemble de l'île est constitué par des roches ignées. Ainsi sur toutes ces formations aucun sol n'a pu se constituer (S. Ours et R. Pavlovsky, 1952). L'exception se localise autour du massif de Badjini (un constituant du massif de Karthala) au Sud de l'île où une forte érosion se fait sentir.

II-3-2- Mohéli

Mohéli est la plus petite des îles Comores. Son point culminant atteint les 790 m. Des nombreux îlots de toute forme s'éparpillent au Sud, ce qui suggère une immersion d'une partie de l'île dans un temps lointain. Le volcanisme de Mwali est reparti en trois grandes phases par Stong (1972), une décennie après S. Ours(1960). Duncan et Emerick en 1982 suivant une datation K-Ar, ont confirmé les trois différentes phases prédéfinies par Strong. En effet, Strong a reparti ces phases de la façon suivante :

- l'Est de l'île correspond à la phase ancienne (Old phase) ;
- la majeure partie de l'Ouest et du central de Mwali appartient à la phase intermédiaire (middel phase) ;
- le « young phase » qui se localise au Nord-est et au Nord de l'île. Ces formations se présentent sous forme de coulées fraîches.

Les laves sont de nature alcaline, de composition très hétérogène dans les termes basiques. On rencontre des basanites, basaltes alcalins, melanéphélinites, trachytes et phénolites. Les roches intrusives de cette île sont des alcalines (gabros, ijolites, théralites).

II-3-3- Anjouan

L'île d'Anjouan sous une forme triangulaire est la deuxième île formée après Mayotte. L'érosion torrentielle a sculpté l'île de façon curieuse et même spectaculaire. Les reliefs volcaniques de Ndzouani sont tous dominés par le massif de N'tringui (1200 m environ).

Les coulées de laves des trois pointes du triangle (formant cette île) présentent un pendage divergent depuis le centre de l'île. Les trois régions correspondant à ces pointes, Sima à l'Ouest, Noumakélé au Sud et Jimilimé au Nord, sont interprétées par Flower (1973) comme des anciennes rifts zones. En se basant sur les affirmations de S. Ours, R. Pavlavosky, (1952), et de Flower, (1970), l'île d'Anjouan s'est s'édifiée sur trois formations selon la composition minéralogique des laves :

- formation ancienne, constituée de coulées de basaltes très riches en cristaux d'olivine ou de clinopyroxène
- formation intermédiaire, constituée de basaltes à olivine et clinopyroxène pour l'essentiel sus-jacentes aux formations anciennes
- formation récente, composée de nature téphritique à phénolitique. Elles se mettent en place sous-forme de coulées épaisses souvent en fond de vallée

II-3-4- Mayotte

L'île de Maoré est la plus ancienne des quatre. Elle présente les caractères d'une île volcanique très évoluée en termes d'âge géologique. La totalité de l'entité volcanique s'étend jusqu'au large du lagon. La majorité des massifs ayant participé à l'émergence de l'île sont actuellement sous le lagon (D. Debeuf, 2004) [4]. Cette île a perdu une grande partie de sa superficie au fil des âges.

Les études géologiques effectuées sur Maoré ont été très révélatrices. Nougier et al., (1979), ont procédé à une approche de la structure de l'île en décrivant en trois grands ensembles [15] :

- le bouclier primitif, principale partie constituant le volcan ;
- les unités supérieures comprenant le centre basaltique du Nord-ouest, le massif du Mtsapéré, les alignements phonolitiques du Bénara (plus grand massif de l'île avec une altitude de 600 m) et du Choungui et les extrusions phonolitiques ponctuelles ;
- les maars trachytiques et cônes stromboliens représentant les produits les plus récents de l'île.

PARTIE III :
ACQUISITION - TRAITEMENT DES DONNEES SISMIQUES, ET ME-
THODES

III-1- Acquisition des données sismiques

L'acquisition des données s'est constituée en deux étapes.

D'abord une requête de bulletin sismique qui contient les localisations des différents événements sismiques et magnitudes correspondantes. Ce processus a été effectué à l'Institut et Observatoire Géophysique d'Antananarivo (IOGA) à partir du serveur central. Pour ce faire on doit fournir les éléments suivants :

- latitude (minimale et maximale) de la zone d'étude
- longitude (minimale et maximale) de la zone d'étude
- les limites temporelles c.-à-d. les dates initiale et finale de(s) événement(s) voulu(s)
- l'intervalle sur la magnitude de(s) événement(s) voulu(s)
- la profondeur maximale

Ainsi un historique des événements sismiques a été obtenu sous forme de bulletin sismique. Cette requête comportait alors les événements compris entre les latitudes 10°5' et 13°5'S, et les longitudes 42° et 45°E dans l'intervalle temporelle comprises entre le début janvier 1989 à fin décembre 2011. Les événements sont sélectionnés à magnitude locale (M_L) supérieure à 2 à n'importe quelle profondeur.

Ensuite on effectue une requête des signaux d'ondes correspondant à chacun des événements sismiques contenu sur le bulletin. Cette étape est faite à partir du site web d'IRIS [37], ce qui nécessite une connexion internet. IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) est une sorte de banque (virtuelle) de données sismiques. Afin d'effectuer cette requête, il est indispensable de fournir les limites temporelles (comme précédemment) et surtout définir les caractéristiques des stations sismiques par lesquelles on désire avoir les signaux sismiques enregistrés. Une station sismique est caractérisée par son réseau, son nom de code et ses composantes.

III-1-1- Réseaux sismiques utilisés

Comme notre zone d'étude est localisé à l'entrée Nord du canal de Mozambique, on a choisi de travailler avec les stations sismiques se trouvant de part et d'autre du canal dans un rayon de 1650 km centré à notre zone cible. Ainsi nous obtenons trois réseaux sismiques

appartenant à ce périmètre : Africa Array (AF), Geoscope (G) et Global Seismograph Network (GSN - IRIS/IDA ou II). Le tableau 3 présente les stations considérées lors de cette étude pour chaque réseau. La colonne de « date des données archivées » correspond à l'intervalle temporel dans lequel les données sismiques d'une station quelconque sont disponibles dans la base de données du site web d'IRIS.

Tableau 3 : Stations sismiques et réseau correspondant.

Réseau sismique	Station		Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Date des Données archivées
	Lieu de localisation	code				
AF	Malawi - Mzuzu	MZM	-11.4333	34.0167	1235	2006 – 2011
	Tanzanie - Dodoma	DODT	-6.1860	35.7480	1114	2007 – 2011
	Malawi - Zomba	ZOMB	-15.3833	35.3500	885	2006 – 2011
	Tanzanie - Mbeya	MBEY	-8.9830	33.2410	1331	2007 – 2011
	Malawi - Kitwe	KTWE	-12.8140	28.2090	1228	2006 – 2011
G	La Réunion - Rivier de l'est (Sainte Rose)	RER	-21.1590	55.7460	834	1986 – 2012
	Madagascar - Nahampoana (Fort Dauphin)	FOMA	-24.9757	46.9788	28	2008 – 2012
II	Madagascar - Ambohimpanompo (Tana)	ABPO	-19.0173	47.2275	1528	2007 – 2012
	Seychelles - Mahe	MSEY	-4.6737	55.4792	475	1995 – 2012

Bien que notre bulletin sismique comporte un historique d'événements sismiques dès 1989 à 2011, les événements numériques enregistrés, à partir des stations les plus proches de la zone, ne débutent qu'en 2006.

N.B : L'utilisation des signaux sismiques provenant de ces stations, entourant la zone d'étude, nous permet de bien localiser les événements sismiques par la technique de triangulation. En plus, puisque les stations enregistrant l'événement sismique seront de part et d'autre du foyer sismique, on peut déterminer facilement son mécanisme au foyer.

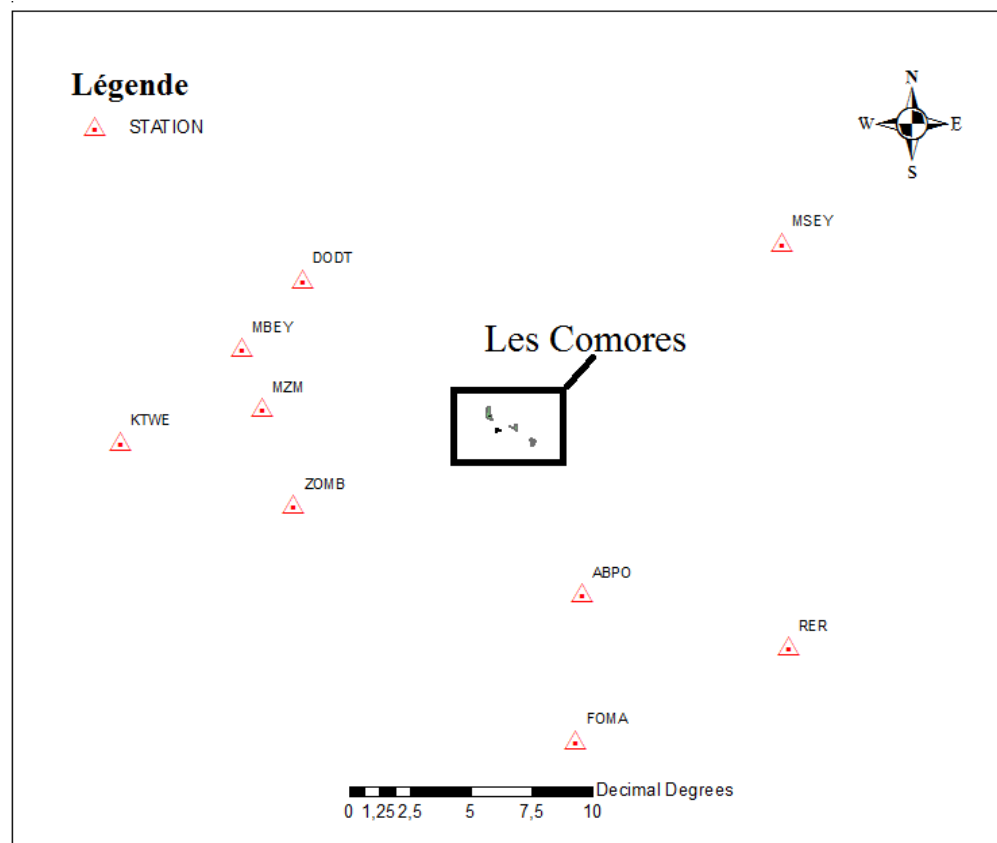


Figure 20 : Les stations sismiques.

III-1-2- Matériels

Chaque station est équipée d'un ou plusieurs sismomètre (s) et dispose de plusieurs canaux. Les informations concernant ces stations sont obtenues à partir du site internet d'IRIS [38].

- ABPO :
 - est équipé de sept différents types de sismomètres : Streckeisen STS-2, Streckeisen STS-1, Streckeisen STS-1 H/VBB, Streckeisen STS-1 V/VBB, Paroscientific microbarograph, Kinematics Epicsensor ES-T, Console Log- Error Log.
 - ses différents canaux sont : BHE, BHN, BHZ, ENE, ENN, ENZ, LHE, LHN, LHZ, LNE, LNN, LNZ, VHE, VHN, VHZ, VME, VMN, VMZ, VMU, VMV, VMV, LDI, WDI, LOG.
- MSEY

- est équipé de trois types de sismomètres : Guralp CMG-3T, Geotech KS-54000 Borehole, Console Log - Error Log.
- ses différents canaux sont : BHE, BHN, BHZ, BLE, BLN, BLZ, ENE, ENN, ENZ, LHE, LHN, LHZ, LNE, LNN, LNZ, LOG, VHE, VHN, VHZ, VME, VMN, VMZ, VMU, VMV, VMV.
- FOMA :
 - est équipé de trois types de sismomètres : EE08 Temperature + Humidity Sensor, Microbaro VAISALA, Streckeisen STS-2.
 - les canaux correspondants sont : BHE, BHN, BNZ, LHE, LHN, LHZ, VHE, VHN, VHZ, LDO.
- RER :
 - est équipé de cinq types de sismomètres : Vaisala PTB110 Analog Barometer, Streckeisen STS1 + METROZET E300 Electronics, EE08 Temperature + Humidity Sensor, Microbaro EFFA, Streckeisen STS1.
 - les différents canaux correspondants : BHE, BHN, BNZ, LHE, LHN, LHZ, LME, LMN, LMZ, LKI, LDI, VHE, VHN, VHZ.
- DODT :
 - est équipé de quatre types de sismomètres : Streckeisen STS-2 G1/Reftek 130 Datalogger, Reftek 72A-08 Datalogger w/LOG channel, Guralp CMG3ESP/Reftek 72A-08 Datalogger w/LOG channel, Lennartz L3D_5S/Reftek 72A-08 Datalogger w/LOG channel.
 - ses différents canaux sont : BHE, BHN, BNZ, LHE, LHN, LHZ, LOG.
- KTWE :
 - est équipé de deux types de sismomètres : Guralp CMG3T/Reftek 72A-08 Datalogger w/LOG channel, Reftek 72A-08 Datalogger w/LOG channel.
 - les canaux correspondants sont : BHE, BHN, BHZ, LHE, LHN, LHZ, LOG.
- MZM :
 - est équipé d'un sismomètre : CMG-3T, 120 s, 1500 V/m/s-PS6-24, Low (default) gamme.
 - les canaux correspondants sont : BHE, BHN, BHZ.
- MBEY :

- est équipé de deux types de sismomètres : Reftek 130 Datalogger, Guralp CMG3T/Reftek 130 Datalogger.
- Les canaux différents canaux sont : BHE, BHN, BHZ, LOG.
- ZOMB :
 - est équipé d'un seul sismomètre : CMG-3T, 120 s, 1500 V/m/s-PS6-24, Low (default) gamme.
 - ses différents canaux sont : BHE, BHN, BHZ.

Chacune de ces stations enregistre les données sismiques et les transfère à son réseau. Ce dernier, via internet, fournit à IRIS les données disponibles.

Les différents logiciels utilisés dans l'élaboration de notre étude sont :

- SEISAN : logiciel de stockage et de traitement de données sismiques ;
- rdseed : **R**ead **S**tandard for **E**xchange of **E**arthquake **D**ata, logiciel qui lit et interprète les données sismiques en format « full seed » (téléchargeable dans la base de données du site web d'IRIS).
- ArcGIS : **A**eronautical **R**econnnaissance **C**overage **G**eographic **I**nformation **S**ystem, logiciel permettant d'élaborer une carte géographique à partir des informations géographiques.
- Google Earth : logiciel servant de visualiser, sur le web, la surface du globe terrestre à différentes altitudes.

III-2- Traitement des données sismiques

Le traitement des données sismiques a été effectué par le logiciel SEISAN. Le système d'analyse sismique SEISAN est un ensemble de programmes majoritairement écrit en FORTRAN 77.

Le processus de traitement de données sismiques consiste à la localisation de chaque événement sismique. La localisation d'un séisme consiste à déterminer le foyer sismique (la latitude, la longitude et la profondeur) et le temps origine.

Le programme HYP inclus dans le logiciel SEISAN assure ce travail. « HYP » est une version modifiée du programme HYPOCENTER (Linert et Havskov, 1995). Le programme HYP dépend du modèle de vitesses et des coordonnées des stations. Ce programme permet de localiser un séisme par multiples stations suivant la méthode d'itération. Un calcul d'inversion matricielle des dérivées partielles du temps d'arrivée des ondes par rapport aux paramètres du foyer séismique permet d'estimer le temps résiduel entre le calculé et l'observé (*cf Partie I : I-1-5 b*)).

Après calculs le programme fournit le résultat des paramètres de l'hypocentre, le temps origine et le RMS (Root Mean Square) correspondant. Des ajustements sur le pointage des différentes ondes sismiques du signal réduisent cette erreur.

On doit savoir qu'avant de localiser un événement, il est bien sûr évident qu'il faut d'abord identifier (par pointage de phases) les différentes ondes sismiques du signal et effectivement définir un modèle de vitesses adéquat de la zone d'étude. Notre étude concerne la zone située entre la côte Est africaine et la limite Est des îles Comores. La géologie structurale des lieux est très différente. D'un côté on a les bombements et les fossés des fonds océaniques couverts de couches sédimentaires, et de l'autre le bassin (couvert de couche sédimentaire) et les formations ignées des Comores. Généralement les modèles de vitesses utilisés pour la localisation des séismes tectoniques sont constitués de modèles de couches horizontales. Pour notre zone d'étude, nous avons défini deux modèles de vitesses (tableau 4 et tableau 5) en utilisant comme références le « *Preliminary Reference Earth Model (PREM)* » et le « *AK 135 Model* ».

Tableau 4 : Modèle de vitesses pour la zone située entre la côte Est-africaine et l'extrême Ouest de l'archipel des Comores

Modèle des côtes Est africaines	
Vitesse de l'onde P (km/s)	Profondeur (km)
3.3	0.0
4.5	2.0
5.0	7.0
5.9	14.3
8.03	40.3
8.35	50.0
Rapport des vitesses des ondes de volume $v_p/v_s = 1.73$	

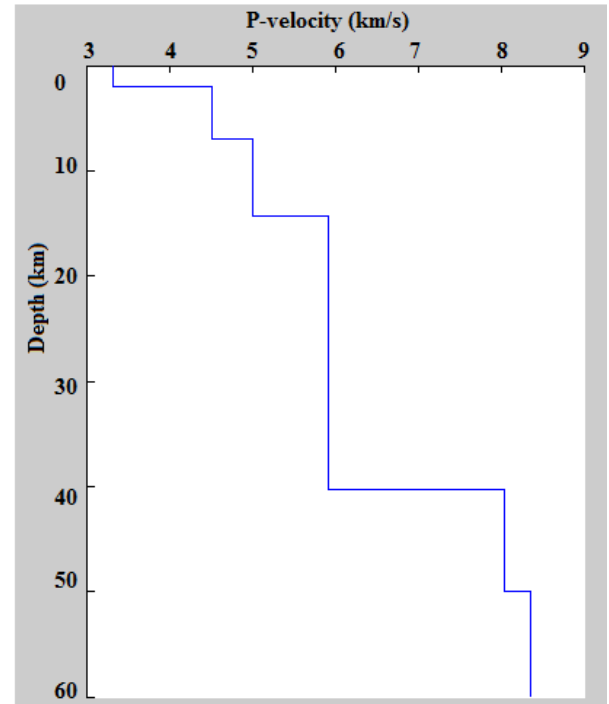


Figure 21 : Représentation graphique de la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur pour le "modèle de vitesses des côtes Est africaines".

Tableau 5 : Modèle de vitesses pour le bassin et l'archipel des Comores.

Modèle des Comores	
Vitesse de l'onde P (km/s)	Profondeur (km)
3.0	0.0
5.0	2.8
5.8	4.3
6.1	10.3
7.3	20.3
8.2	35.0
8.3	70.5
Rapport des vitesses des ondes de volume $v_p/v_s = 1.74$	

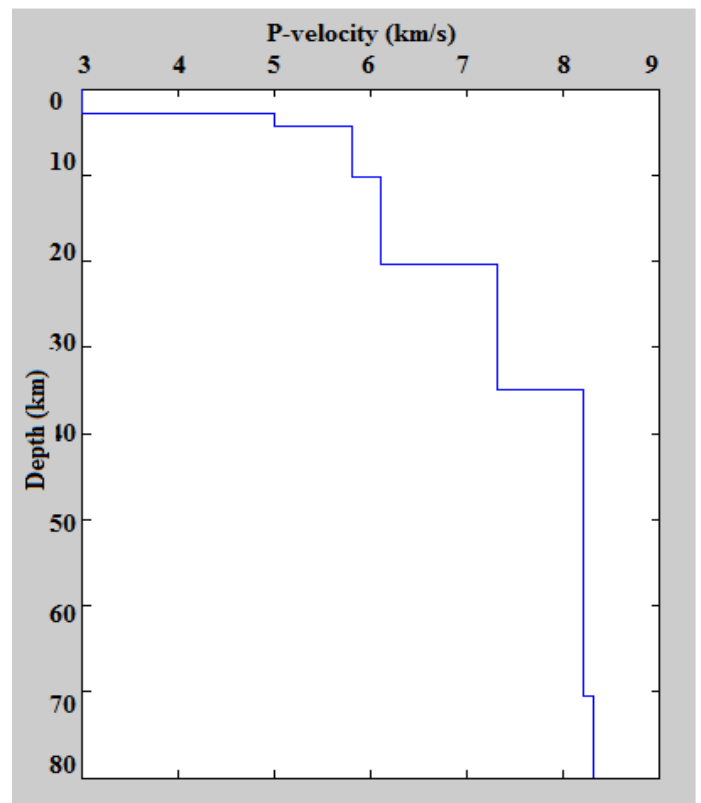


Figure 22 : Représentation graphique de la vitesse des ondes P en fonction de la profondeur pour le "modèle de vitesses des Comores".

Les stations sismiques considérées dans cette étude sont toutes à large bande. Certaines d'entre elles n'ont pas pu détecter tous les événements sismiques produits dans la zone entre 2006 et 2011 (inclus dans le bulletin sismique). Ce phénomène est parfois dû à quelque dysfonctionnement temporaire de la station. Cela affecte beaucoup notre processus de localisation. En fait comme cité précédemment, notre technique de localisation dans cette étude est la localisation par multiple station sismique : un événement sismique est localisable si au moins trois stations détectent les ondes sismiques. Une technique qui est un choix optionnel du programme HYP.

III-3- Méthode de détermination de mécanismes aux foyers sismiques

Le mécanisme au foyer d'un séisme est très sensible au gradient vertical de vitesse. En effet, le gradient de vitesse est lié à la relation de la trajectoire radiale de l'onde en profondeur, donc, lié à la relation fondamentale entre la distance épacentrale et le « take-off angle » (*cf Partie I : I-1-6 b*)). Ainsi le mécanisme au foyer dépend de l'hypocentre et du modèle de vitesses utilisé, ce qui rend l'étude instable.

Compte tenu de ces instabilités sur le mécanisme au foyer et évitant d'avoir une solution reposant uniquement sur la polarité de l'onde P, nous choisissons une méthode qui attribue la qualité du mécanisme non seulement au nombre de polarités non adaptées, mais aussi à la stabilité de la solution.

La méthode proposée par Hardebeck et Shearer (2002) pour une telle étude paraît bien adéquat à notre problème. Ils ont défini des solutions de mécanisme au foyer d'un seul événement dites « solutions acceptables » et une solution dite « préférable » par rapport aux acceptables.

Le but de la méthode est de trouver un ensemble de mécanismes au foyer acceptables pour chaque événement sismique et donner ensuite le taux d'erreur sur la polarité et une gamme permise sur la localisation de la source. Sur ce, si un ensemble est fermement regroupé, ceci indique que la solution est stable, par rapport aux erreurs, et peut être considérable. En fait, toutes les solutions acceptables sont obtenues par la technique de « grid

search ». Cette technique repose sur une relation mathématique, reliant les trois composantes (verticale, radiale et transversale) d'un signal sismique à un moment sismique estimé par laquelle, suivant des itérations, on trouve des combinaisons de la profondeur de la source et des paramètres de mécanisme au foyer (*cf annexe A*).

La solution préférable est donc la moyenne des solutions acceptables. En fait cette solution préférable est obtenue par la moyenne des normales aux plans nodaux dans un contexte de coordonnées vectorielles. Ainsi les solutions acceptables avoisinant la solution préférable (par exemple, comprises dans un écart de 30° par rapport à la solution préférable) donne un aperçu de la façon dont il est probable que la bonne solution est dans le groupe choisi. Il s'établit alors, en terme statistique, une zone de confiance dans l'ensemble des solutions du mécanisme au foyer [12].

La répartition des solutions est définie par la mesure des écarts entre les mécanismes focaux acceptables et le mécanisme préférable. Cette répartition est assurée en effectuant le calcul de moindres carrés entre ces écarts.

Cette méthode de Hardebeck et Shearer quantifie aussi les espaces des observations sur la sphère focale par rapport aux plans nodaux. Pour ce faire ils se proposèrent de calculer le STDR (station distribution ratio) qui est un bon indicateur de la qualité du mécanisme au foyer (Kilb, 2001).

Il est possible avec cette méthode d'établir le mécanisme au foyer, en plus des polarités, à partir du rapport de l'amplitude de l'onde S par celle de l'onde P. Une relation très importante puisqu'elle met en jeu des valeurs numériques, et non simplement des valeurs binaires (la polarité). Un atout majeur dans le cas des signaux à large bande.

Hardebeck et Shearer établissent donc un algorithme répondant à ces critères. Ce programme s'appelle HASH écrit en FORTRAN 77. Nous utilisons ce programme HASH afin de déterminer les mécanismes au foyer de nos événements sismiques d'étude.

Le programme calcule les paramètres géométriques de la faille suivants :

- l'azimut (strike) ;
- le pendage de la faille (dip) ;
- l'angle de mouvement de glissement sur la faille (rake).

Le programme calcule aussi les erreurs respectives de tous les paramètres ci-dessus.

L'algorithme HASH nécessite des fichiers spécifiques pour son application, nous donnerons le nom de chaque fichier en anglais, ce qui est plus commode :

- *phase-file* : comportant le temps origine de l'événement sismique et aussi la latitude, la longitude et la profondeur du foyer sismique ;
- *P-polarity files* : comprenant les codes des stations et leurs réseaux sismiques respectifs, la polarité de l'onde P, l'azimut et le take-off angle et d'autres paramètres ;
- *S/P amplitudes files* : contenant les codes des stations et leurs réseaux respectifs, l'amplitude de l'onde P et l'amplitude de l'onde S, et autres paramètres ;
- *Velocity model files* : donnant le modèle de vitesse de la zone d'étude ;
- *Station files* : donnant les codes des stations sismiques dans un ordre alphabétique.

Nous représentons le schéma de l'algorithme du programme HASH dans la figure 24.

Le résultat obtenu par HASH se présente sous la forme du tableau représenté dans la figure 23.

Date, heure, minutes et secondes				Latitude	Longitude	Profondeur	Magnitude locale	
2007	1015	0144	27.8	-10.945	41.229	23.3	COM	4 0.7 5.3
MZM	265.00	45.00	D				EP	
ZOMB	232.00	45.00	D				EP	
ABPO	145.00	45.00	C				EP	
KTWE	260.00	45.00	D				EP	
MZM	265.00	44.96	V	-0.0046	44.96	SV(Z)/P(Z)		
MZM	265.00	44.96	H	0.4523	44.96	SH(T)/P(Z)		
MZM	265.00	44.96	S	-0.4570	44.96	SV(Z)/SH(T)		
ABPO	145.00	44.96	V	0.7465	44.96	SV(Z)/P(Z)		
ABPO	145.00	44.96	H	0.1382	44.96	SH(T)/P(Z)		
ABPO	145.00	44.96	S	0.6083	44.96	SV(Z)/SH(T)		
KTWE	260.00	44.96	V	0.4398	44.96	SV(Z)/P(Z)		
KTWE	260.00	44.96	H	-0.2373	44.96	SH(T)/P(Z)		
KTWE	260.00	44.96	S	0.6772	44.96	SV(Z)/SH(T)		
Strike, dip, rake				289.8	63.8	-107.3		
Fault+aux plane uncertainty				8.7	14.7			
Weighted fraction of pol misfits				0.32				
Average amplitude error				0.81				
Station dist ratio				0.65				

Figure 23: Lecture du tableau des résultats du programme HASH

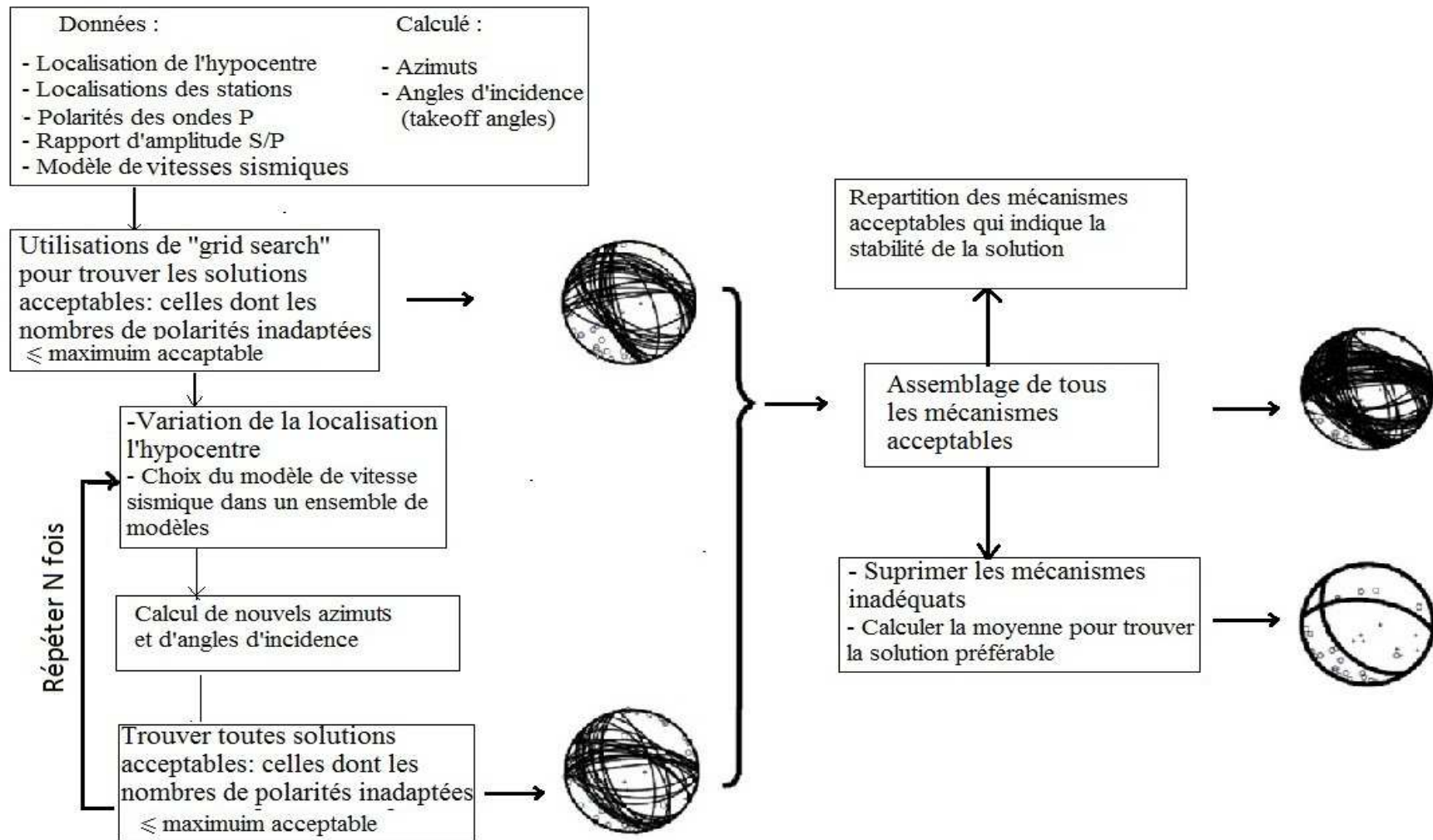


Figure 24 : Représentation schématique de l'algorithme HASH

PARTIE IV :
RESULTATS ET INTERPRETATION

Dans cette partie nous présenterons en premier point les résultats de la localisation des événements sismiques à partir de l'algorithme HYP. Et dans le second point nous présenterons les résultats de l'étude des mécanismes aux foyers des séismes (déterminés suivant l'algorithme HASH) et leurs interprétations.

IV-1- Résultats de la localisation des séismes

Tous les événements sismiques ont subi le processus de traitement à partir du logiciel SEISAN. La gamme de fréquence au quelle on opère pour percevoir les ondes de volume de nos signaux sismiques s'établit entre 0.1 et 10 Hz. L'onde P se perçoit généralement bien entre 0.1 et 1.2 Hz et l'onde S au-delà de 5 Hz.

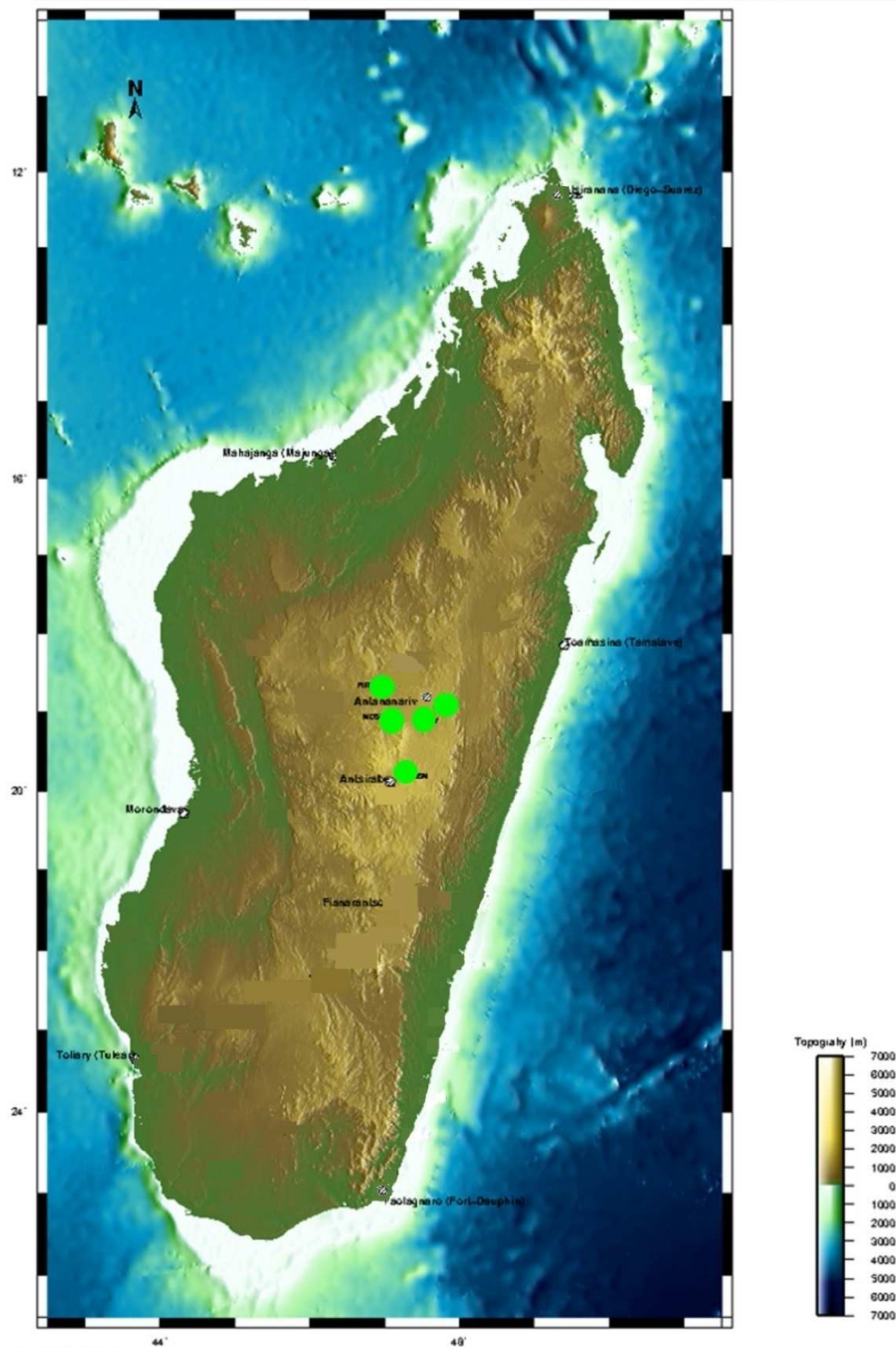
Dans l'ensemble des événements sismiques qui ont été localisés à partir du réseau sismique de Madagascar (fourni en bulletin sismique), seulement douze ont pu satisfaire notre principe de localisation évoqué précédemment (*cf Partie III : III-2*). Chacun de ces séismes est localisé de façon rigoureuse avec une erreur de calcul de RMS inférieure ou égale à 0.8. Ce sont donc ces douze événements sismiques qui font l'objet d'étude. Ces séismes sont ainsi énumérés dans le tableau 6 selon la date et l'heure en Temps Universel (TU) pendant lesquelles ils se sont produits.

Tableau 6 : *Evénements sismiques d'étude.*

Evénements sismiques		
N°	Date	Heure (TU)
1	13 octobre 2006	21:31:03
2	20 juin 2007	03:40:12
3	16 septembre 2007	14:01:52
4	15 octobre 2007	01:44:28
5	21 janvier 2008	02:49:11
6	21 janvier 2008	15:28:36
7	22 janvier 2008	18:45:48
8	12 mars 2008	01:47:07
9	05 juillet 2008	22:50:26
10	27 aout 2008	06:46:19
11	14 octobre 2010	10:03:36
12	09 septembre 2011	13:25:05

Néanmoins nous avons représenté sur une carte géographique de façon globale les événements sismiques perçus par le réseau sismique malgache [25]. Cette représentation nous permet d'avoir un aperçu sur la sismicité de la région [figure 26]. Les événements sismiques élaborés dans notre étude sont identifiés sur la carte par le numéro correspondant au tableau 6.

MALAGASY SEISMIC NETWORK
 Institute and Observatory of Geophysics in Antananarivo (I.O.G.A)
 Tel : +261(0) 20 22 301 82 – Fax : +261(0) 20 22 301 82 – mail : loga@bluewin.ch – P.O. Box 3843 – Antananarivo 101 – Madagascar



LEGEND

-  City
-  Permanent Short Period Station

Figure 25: Réseau sismique malgache

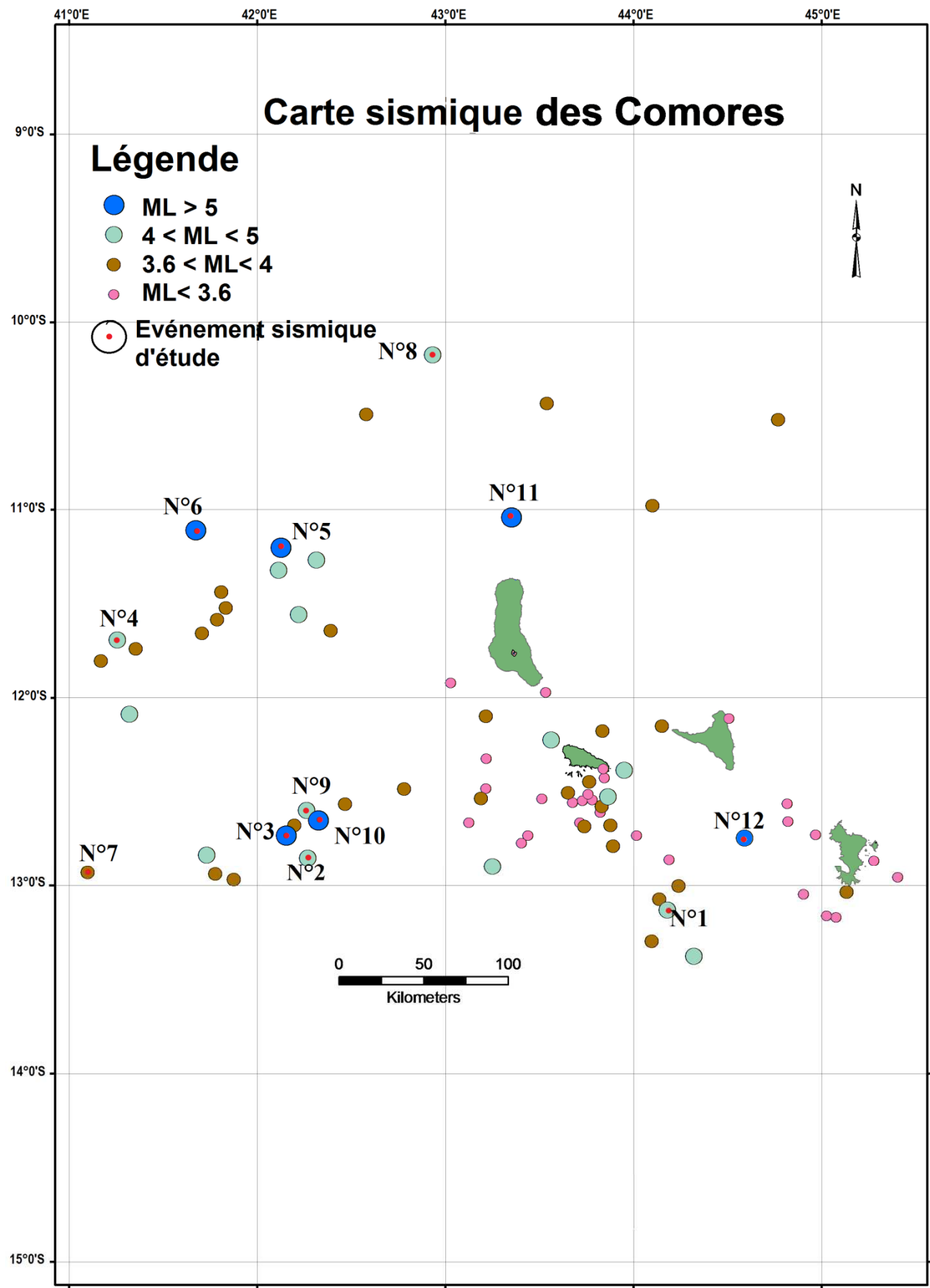


Figure 26 : Carte sismique des Comores selon les données du réseau sismique malgache.

L'application du programme HYP à ces douze événements sismiques s'est effectuée en deux temps pour chaque événement afin de trouver le modèle de vitesse adéquat pour une bonne localisation du séisme. Par exemple, un séisme se produisant dans le bassin des Comores ou entre l'archipel des Comores sera bien localisé par le modèle, nommé ici « modèle des Comores », c'est-à-dire que l'erreur RMS de localisation sera faible par rapport au « modèle des côtes africaines » (*cf Partie III : III-2*).

En plus des résultats du programme HYP, on calcule la magnitude locale (M_L) pour chaque séisme. La magnitude M_L est calculable suivant la relation (12) à partir du logiciel SEISAN.

Ainsi pour chaque événement sismique, on attribue un tableau représentant la latitude, la longitude, la profondeur et l'erreur RMS de localisation correspondant à son hypocentre, fournis par « HYP », et aussi sa magnitude M_L calculé sur SEISAN. Le temps de la localisation est le Temps Universel (TU).

Tableau 7 : Résultat de la localisation de l'événement n°1

<i>Événement (n°1) du 13 octobre 2006 à 21:31:03</i>	
Latitude	12.712 ° S
Longitude	43.820 ° E
Profondeur	32 km
RMSE	0.6
M_L	4.7

Tableau 8 : Résultat de la localisation de l'événement n°2.

<i>Événement (n°2) du 20 juin 2007 à 03:40:12</i>	
Latitude	12.659 ° S
Longitude	41.679 ° E
Profondeur	42 km
RMSE	0.6
M_L	5.3

Tableau 9 : Résultat de la localisation de l'événement n°3.

<i>Evénement (n°3) du 16 septembre 2007 à 14:01:52</i>	
Latitude	-11.766 ° S
Longitude	42.060 ° E
Profondeur	50 km
RMSE	0.6
M _L	5.9

Tableau 10 : Résultat de la localisation de l'événement n°4.

<i>Evénement (n°4) du 15 octobre 2007 à 01:44:28</i>	
Latitude	10.945 ° S
Longitude	41.229 ° E
Profondeur	23 km
RMSE	0.7
M _L	5.3

Tableau 11 : Résultat de la localisation de l'événement n°5.

<i>Evénement (n°5) du 21 janvier 2008 à 02:49:11</i>	
Latitude	10.533 ° S
Longitude	41.417 ° E
profondeur	22 km
RMSE	0.6
M _L	5.2

Tableau 12 : Résultat de la localisation de l'événement n°6.

<i>Evénement (n°6) du 21 janvier 2008 à 15:28:36</i>	
Latitude	10.487 ° S
Longitude	41.422 ° E
profondeur	27 km

RMSE	0.8
M _L	5.5

Tableau 13 : Résultat de la localisation de l'événement n°7.

<i>Evénement (n°7) du 22 janvier 2008 à 18:45:48</i>	
Latitude	13.037 ° S
Longitude	40.805 ° E
profondeur	33 km
RMSE	0.6
M _L	4.3

Tableau 14 : Résultat de la localisation de l'événement n°8.

<i>Evénement (n°8) du 12 mars 2008 à 01:47:07</i>	
Latitude	10.228 ° S
Longitude	41.370 ° E
profondeur	32 km
RMSE	0.3
M _L	4.4

Tableau 15 : Résultat de la localisation de l'événement n°9.

<i>Evénement (n°9) du 05 juillet 2008 à 22:50:26</i>	
Latitude	10.806 ° S
Longitude	41.347 ° E
Profondeur	55 km
RMSE	0.7
M _L	4.9

Tableau 16 : Résultat de la localisation de l'événement n°10.

<i>Evénement (n°10) du 27 aout 2008 à 06:46:19</i>	
Latitude	10.837 ° S
Longitude	41.248 ° E
Profondeur	3 km
RMSE	0.7
M _L	6.7

Tableau 17 : Résultat de la localisation de l'événement n°11.

<i>Evénement (n°11) du 14 octobre 2010 à 10:03:36</i>	
Latitude	10.329 ° S
Longitude	42.692 ° E
profondeur	37 km
RMSE	0.5
M _L	5.7

Tableau 18 : Résultat de la localisation de l'événement n°12.

<i>Evénement (n°12) du 09 septembre 2011 à 13:25:05</i>	
Latitude	12.467 ° S
Longitude	44.881 ° E
profondeur	35 km
RMSE	0.7
M _L	6.0

Ayant déterminé avec précision les composantes géographiques (latitude, longitude et profondeur) de chacun de nos événements sismiques d'étude, on constate que la majorité de ces événements s'est produite dans une zone limitée par les latitudes 10.1° et 10.8° Sud, et les longitudes 41.1° et 41.5° Est [figure 25]. Dans cette zone, on a pu localiser six séismes. Ils s'y

sont produits à l'espace d'une année (2007 à 2008). Ces événements sismiques sont tous de magnitude locale (M_L) supérieure à 4. Le dernier séisme parmi ceux dont on a localisé dans cette zone s'est produit le 27 octobre 2008 avec une magnitude local $M_L = 6.7$. Puisque c'est la magnitude locale la plus élevée de la zone on peut dire que ce dernier est le choc principal et les cinq restants constituent les précurseurs chocs, selon les données dont nous disposons. La profondeur de chaque foyer sismique de ces événements est comprise entre 3.0 et 52 km. La fréquence élevée de production de séismes dans cet espace en un temps réduit signifie que l'espace est tectoniquement instable. Un tel espace est souvent concentré de failles en perpétuel dynamisme, ce qui est probablement le cas ici. Géographiquement cette zone est située au Nord du bassin de Kerimbass [figure 26]. Dans toute notre région d'étude, cette zone (le bassin de Kerimbass) représente l'activité sismique la plus élevée. La structure géologique de ces bassins est truffée de failles en expansion, ceux qui provoquent ces séismes.

Le séisme du 22 janvier 2008 se localise à quelques mètres de la côte Mozambicaine. Ce séisme s'est produit à 33 km de profondeur avec la magnitude locale $M_L = 4.3$. L'événement s'est produit au Sud du bassin de Kerimbass, et il est probablement dû à une faille logée parallèlement à la côte. Ce dernier séisme s'ajoute aux six autres générés par les grabens du bassin de Kerimbass (décrits premièrement) et montre le dynamisme tectonique fréquent que subit ce bassin.

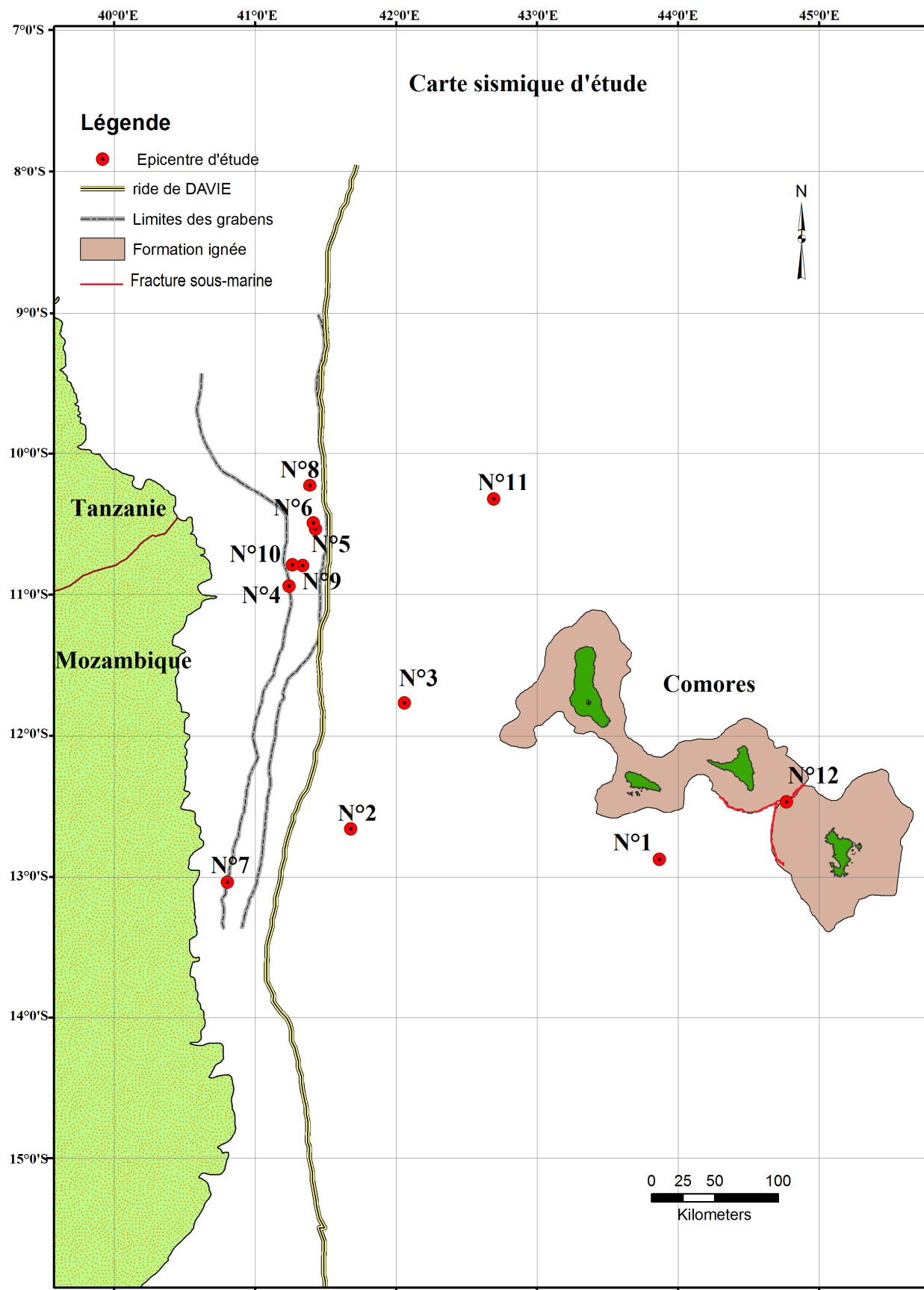


Figure 27 : Carte sismique représentant la localisation des événements d'étude.

Entre les îles de l'archipel des Comores, on a localisé deux séismes. L'un d'eux s'est produit à une cinquantaine de kilomètres au Sud de l'île de Mohéli à 32 km de profondeur, avec une magnitude local $M_L=5.3$. L'autre événement sismique s'est produit entre l'île d'Anjouan et l'île de Mayotte à une profondeur de 35 km. La magnitude locale de ce dernier (du 09 septembre 2011) est égale à 6.0. Le manque d'autres événements localisables dans cette zone, ajoutés à ces deux précédents, ne nous permet pas de bien percevoir la géodynamisme de l'espace. Néanmoins, un séisme de magnitude $M_L=6.0$ dégage une énergie immense. Un tel phénomène est produit par une force très élevée activant un mouvement quelconque d'une faille préexistante. Anjouan et Mayotte sont probablement séparés en mer par une grande faille causant ce genre de séisme. D'après les données bathymétriques de Google Earth [figure 27], on peut apercevoir une dénivellation ou une scission des formations ignées représentée dans la figure 25 en rouge. Celle-ci peut abriter une faille, causant la production de l'événement N°12.

Les événements N°2, N°3 et N°11 sont alignés suivant une diagonale séparant la côte Est Africaine des îles Comores. Les hypocentres des deux premiers sont situés respectivement à 42 et à 50 km de profondeur, et ils sont plus rapprochés l'un de l'autre par rapport au troisième dont la profondeur est 37 km. Selon leurs magnitudes locales respectives, ces trois séismes sont modérés. Le milieu dont se localisent ces séismes (entre l'Afrique et les Comores et les latitudes 9° et 13°S) est une zone d'intersection de deux directions structurales majeures. D'un côté on trouve celle de la ride de Davie subméridienne, E-W et de l'autre celle du bloc de l'archipel des Comores, NW-SE. Ces trois séismes sont produits par un dynamisme de failles probablement activées par ces directions.

Le manque de documents précisant la géologie structurale des fonds marins du canal de Mozambique, surtout entre l'archipel des Comores et la ride de Davie, nous laisse indécis sur la confirmation de certains arguments théoriques cités dans les paragraphes précédents.

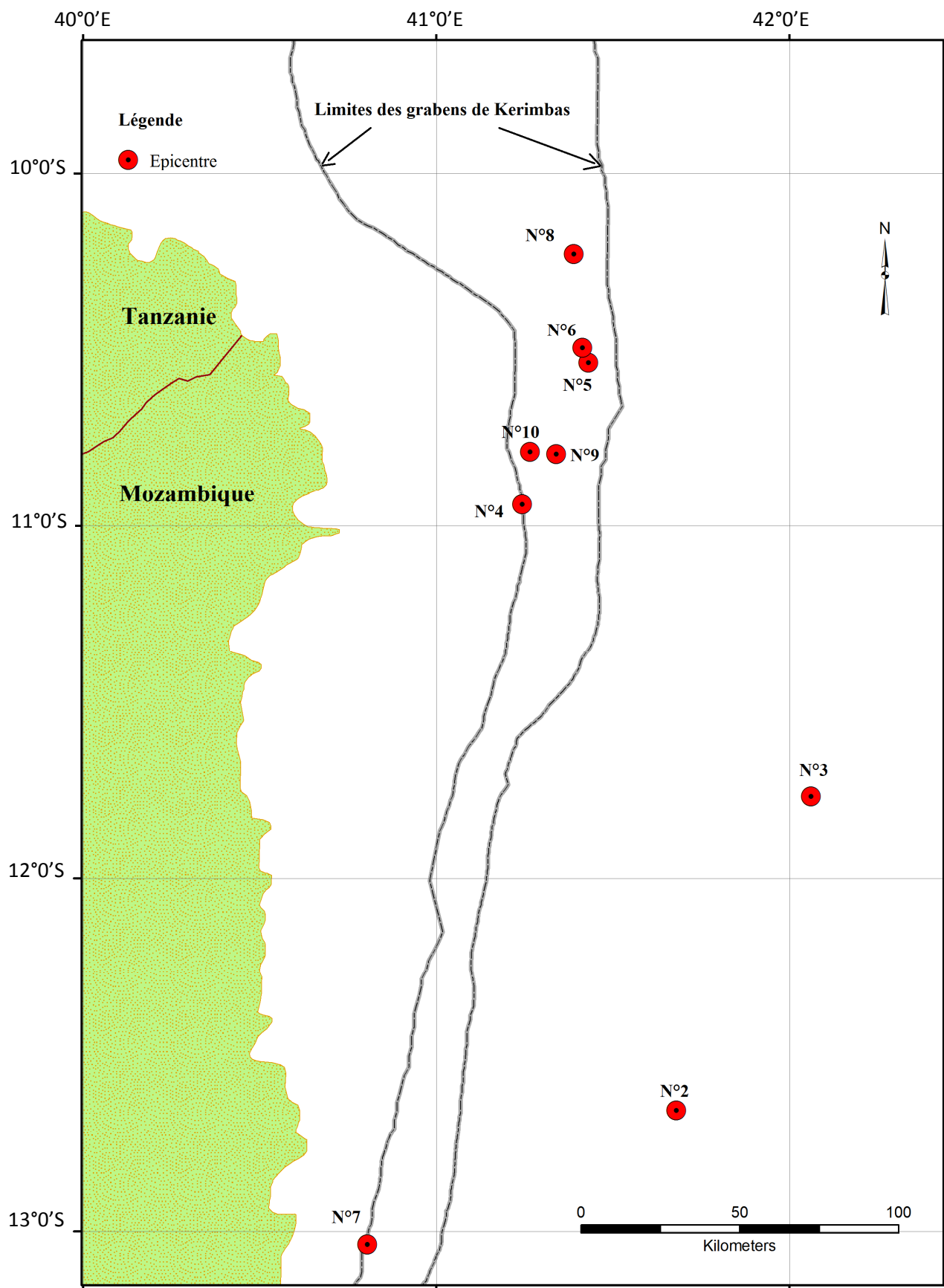


Figure 28 : Représentation des limites des grabens de Kerimbas.



Figure 29: Représentation via Google Earth de la zone abritant probablement une faille

IV-2- Résultats des mécanismes au foyer sismiques

La détermination des mécanismes aux foyers des événements sismiques se base sur la polarité des ondes P et sur le rapport d'amplitude S/P des ondes de volumes. L'application de l'algorithme HASH se fait de manière individuelle pour chaque événement. La polarité de l'onde P est représentée par D (pour dilatation) ou par C (pour compression).

IV-2-1- Résultats des mécanismes aux foyers pour chaque événement

a) Mécanisme au foyer de l'événement N°1

L'événement N°1 est localisé à partir de trois stations. Ainsi, on a pu avoir trois polarités de l'onde P pour cet événement. La station sismique MSEY n'a rien enregistré comme signal au niveau de ces composantes horizontales. Pour calculer le rapport des amplitudes S/P, seulement les stations ZOMB et KTWE sont utilisées dont l'estimation

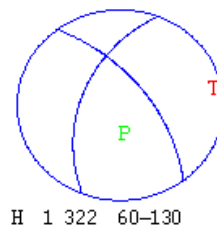
d'erreur moyenne des amplitudes est 0.50. L'estimation d'erreur sur les plans nodaux est nulle.

Le mécanisme au foyer déterminé correspond à une faille normale peu décrochante. Ce mécanisme est caractérisé par une composante subméridienne normale de direction NNW-SSE.

Tableau 19 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°1.

2006	1013	2131	3.3	L	-12.712	43.820	32.5	COM	3	0.6	4.7	LCOM
ZOMB	251.00	62.00	D					EP				
MSEY	56.00	62.00	C					EP				
KTWE	268.00	62.00	C					EP				
ZOMB	251.00	61.58	V	0.9040		61.58		SV(Z)/P(Z)				
ZOMB	251.00	61.58	H	0.9863		61.58		SH(T)/P(Z)				
ZOMB	251.00	61.58	S	-0.0822		61.58		SV(Z)/SH(T)				
KTWE	268.00	61.58	V	0.7125		61.58		SV(Z)/P(Z)				
KTWE	268.00	61.58	H	0.4020		61.58		SH(T)/P(Z)				
KTWE	268.00	61.58	S	0.3105		61.58		SV(Z)/SH(T)				

Strike,dip,rake	322.3	60.0	-130.0
Fault+aux plane uncertainty	0.0	0.0	
Weighted fraction of pol misfits	0.36		
Average amplitude error	0.50		
Station dist ratio	0.55		



b) Mécanisme au foyer de l'événement N°2

Cet événement N°2 est localisé par trois stations. Ainsi, on a pu identifier trois polarités de l'onde P pour cet événement. Le rapport d'amplitude S/P s'effectue sur les trois stations. Suivant ces paramètres, le programme HASH a déterminé deux mécanismes au foyer possibles pour cet événement. Le plus préférable que l'autre est celui qui a une erreur

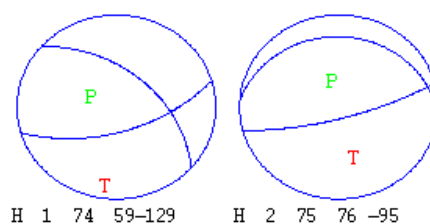
minimale correspondant aux plans nodaux. Ainsi nous considérons le mécanisme au foyer déterminé avec une erreur de 15.1 et 23.4 pour le plan de faille et le plan auxiliaire, respectivement.

Tous ces deux mécanismes correspondent à une faille normale plus moins décrochante. Leurs composantes normales sont de direction E-W.

Tableau 20 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°2.

2007	620	0340	12.0	L	-12.659	41.679	42.6	COM	3	0.6	5.3	LCOM
MZM	278.00	74.00	C					EP				
ABPO	141.00	74.00	C					EP				
MBEY	293.00	74.00	D					EP				
MZM	278.00	74.09	V	0.8687		74.09		SV(Z)/P(Z)				
MZM	278.00	74.09	H	1.2353		74.09		SH(T)/P(Z)				
MZM	278.00	74.09	S	-0.3667		74.09		SV(Z)/SH(T)				
ABPO	141.00	74.09	H	0.3179		74.09		SH(T)/P(Z)				
ABPO	141.00	74.09	V	0.5121		74.09		SV(Z)/P(Z)				
ABPO	141.00	74.09	S	0.1942		74.09		SV(Z)/SH(T)				
MBEY	293.00	74.09	H	-0.1937		74.09		SH(T)/P(Z)				
MBEY	293.00	74.09	V	0.2894		74.09		SV(Z)/P(Z)				
MBEY	293.00	74.09	S	0.4831		74.09		SV(Z)/SH(T)				

Strike,dip,rake	73.5	59.3	-128.7
Fault+aux plane uncertainty	15.1	23.4	
Weighted fraction of pol misfits	0.17		
Average amplitude error	0.70		
Station dist ratio	0.42		
Strike,dip,rake	75.0	75.5	-94.9
Fault+aux plane uncertainty	20.0	37.4	
Weighted fraction of pol misfits	0.18		
Average amplitude error	0.69		
Station dist ratio	0.43		



c) Mécanisme au foyer de l'événement N°3

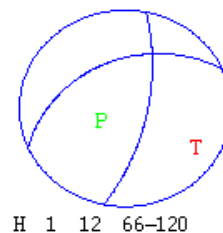
L'événement N°3 est localisé par quatre stations. On a identifié quatre polarités de l'onde P suivant les signaux enregistrés par ces stations. Toutes ces stations sismiques ont pu enregistrer le séisme suivant les trois composantes (N, E, Z) excepté la station MSEY, dont

seule la composante verticale a enregistré le signal. Ainsi le rapport d'amplitude S/P est calculé pour MZM, ABPO et RER.

Le résultat du mécanisme au foyer correspond à une faille normale-décrochante. L'erreur des plans nodaux est 25.0 pour le plan de faille et 23.0 pour le plan auxiliaire. Le signal était trop bruité et l'identification des polarités n'était pas facile. L'erreur moyenne des amplitude des ondes de volume est estimée à 1.27. La composante subméridienne normale caractérisant ce mécanisme est de direction NNE-SSW.

Tableau 21 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°3.

2007	916	1401	52.8	L	-11.766	42.060	50.1	COM	4	0.6	5.9	COM
MZM	272.00	90.00C						EP				
ABPO	146.00	90.00C						EP				
MSEY	63.00	90.00C						EP				
RER	127.00	90.00C						EP				
MZM	272.00	74.09V	0.7153			74.09		SV(Z) / P(Z)				
MZM	272.00	74.09H	0.9754			74.09		SH(T) / P(Z)				
MZM	272.00	74.09S	-0.2601			74.09		SV(Z) / SH(T)				
ABPO	146.00	74.09H	0.5088			74.09		SH(T) / P(Z)				
ABPO	146.00	74.09V	0.3471			74.09		SV(Z) / P(Z)				
ABPO	146.00	74.09S	-0.1617			74.09		SV(Z) / SH(T)				
RER	127.00	74.09H	-0.6757			74.09		SH(T) / P(Z)				
RER	127.00	74.09V	0.2595			74.09		SV(Z) / P(Z)				
RER	127.00	74.09S	0.9353			74.09		SV(Z) / SH(T)				
Strike,dip,rake												
						11.5	66.0	-120.0				
Fault+aux plane uncertainty						25.0	23.0					
Weighted fraction of pol misfits						0.32						
Average amplitude error						1.27						
Station dist ratio						0.23						



d) Mécanisme au foyer de l'événement N°4

Cet événement est localisé suivant quatre stations. La polarité de l'onde P est déterminée suivant ces quatre stations. Le calcul des rapports d'amplitude S/P est effectué

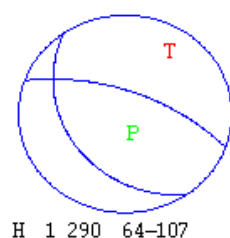
suivant les stations MZM, ABPO et KTWE, dont l'erreur moyenne dans le calcul des amplitudes des ondes (P et S) est estimée à 0.81.

Le mécanisme au foyer sismique correspond à une faille normale, avec une erreur de 8.7 et 14.7 pour le plan de faille et le plan auxiliaire respectivement. La composante subméridienne normale de ce mécanisme au foyer est de direction NNW-SSE.

Tableau 22 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°4.

2007 1015 0144 27.8 L -10.945 41.229 23.3 COM 4 0.7 5.3LCOM	
MZM 265.00 45.00D	EP
ZOMB 232.00 45.00D	EP
ABPO 145.00 45.00C	EP
KTWE 260.00 45.00D	EP
MZM 265.00 44.96V -0.0046	44.96 SV(Z)/P(Z)
MZM 265.00 44.96H 0.4523	44.96 SH(T)/P(Z)
MZM 265.00 44.96S -0.4570	44.96 SV(Z)/SH(T)
ABPO 145.00 44.96V 0.7465	44.96 SV(Z)/P(Z)
ABPO 145.00 44.96H 0.1382	44.96 SH(T)/P(Z)
ABPO 145.00 44.96S 0.6083	44.96 SV(Z)/SH(T)
KTWE 260.00 44.96V 0.4398	44.96 SV(Z)/P(Z)
KTWE 260.00 44.96H -0.2373	44.96 SH(T)/P(Z)
KTWE 260.00 44.96S 0.6772	44.96 SV(Z)/SH(T)

Strike,dip,rake	289.8	63.8	-107.3
Fault+aux plane uncertainty	8.7	14.7	
Weighted fraction of pol misfits	0.32		
Average amplitude error	0.81		
Station dist ratio	0.65		



e) Mécanisme au foyer de l'événement N°5

L'événement N°5 est localisé à partir de quatre stations. Suivant ces stations, on a pu déterminer la polarité de l'onde P et calculer le rapport des amplitudes S/P (sauf pour la station MSEY). L'erreur moyenne estimée pour le calcul d'amplitudes est 0.17.

Le mécanisme au foyer déterminé correspond à une faille normale peu décrochante. La composante subméridienne normale du mécanisme est de direction NNW-SSE. Ce mécanisme est obtenu avec une estimation d'erreur égale à 10.1 pour le plan de faille.

Tableau 23 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°5.

```

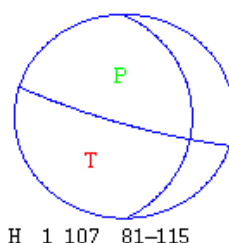
2008  121 0249 11.7 L -10.533  41.417 22.2  COM  4 0.6 5.2LCOM
DODT  307.00  45.00D                      EP
ZOMB  230.00  45.00C                      EP
ABPO  147.00  45.00C                      EP
MSEY   68.00  45.00D                      EP
DODT  307.00  44.96V  0.8446  44.96 SV(Z)/P(Z)
DODT  307.00  44.96H  0.7211  44.96 SH(T)/P(Z)
DODT  307.00  44.96S  0.1234  44.96 SV(Z)/SH(T)
ZOMB  230.00  44.96V  0.7640  44.96 SV(Z)/P(Z)
ZOMB  230.00  44.96H  0.4243  44.96 SH(T)/P(Z)
ZOMB  230.00  44.96S  0.3396  44.96 SV(Z)/SH(T)
ABPO  147.00  44.96H  0.8126  44.96 SH(T)/P(Z)
ABPO  147.00  44.96V  1.1465  44.96 SV(Z)/P(Z)
ABPO  147.00  44.96S  0.3340  44.96 SV(Z)/SH(T)

```

```

Strike,dip,rake          106.8    81.4  -113.6
Fault+aux plane uncertainty  10.1    23.6
Weighted fraction of pol misfits 0.00
Average amplitude error    0.17
Station dist ratio         0.80

```



f) Mécanisme au foyer de l'événement N°6

L'événement est localisé suivant quatre stations. Ainsi on a identifié quatre polarités de l'onde P suivant ces stations. Le calcul du rapport d'amplitude S/P s'est effectué suivant les signaux sismiques enregistrés par les stations DODT, ZOMB et ABPO. L'erreur moyenne sur l'amplitude est estimée à 1.44.

Le mécanisme au foyer déterminé définit une faille normale peu décrochante. La direction de la composante subméridienne normale du mécanisme est NNW-SSE. Ce

mécanisme présente des estimations d'erreurs de 4.3 pour le plan de faille et de 26.8 pour le plan auxiliaire.

Tableau 24 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°6.

```

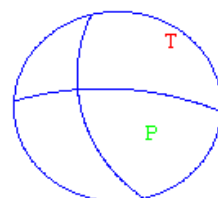
2008 121 1528 36.3 L -10.487 41.422 27.6 COM 4 0.8 5.5LCOM
DODT 307.00 45.00C EP
ZOMB 230.00 45.00C EP
ABPO 147.00 45.00C EP
MSEY 69.00 45.00C EP
DODT 307.00 90.99V 0.6016 90.99 SV(Z)/P(Z)
DODT 307.00 90.99H 0.4509 90.99 SH(T)/P(Z)
DODT 307.00 90.99S 0.1507 90.99 SV(Z)/SH(T)
ZOMB 230.00 44.96H -0.1928 44.96 SH(T)/P(Z)
ZOMB 230.00 44.96V 0.1616 44.96 SV(Z)/P(Z)
ZOMB 230.00 44.96S 0.3544 44.96 SV(Z)/SH(T)
ABPO 147.00 44.96V 0.2532 44.96 SV(Z)/P(Z)
ABPO 147.00 44.96H 0.0966 44.96 SH(T)/P(Z)
ABPO 147.00 44.96S 0.1566 44.96 SV(Z)/SH(T)

```

```

Strike,dip,rake          273.2    69.0  -138.1
Fault+aux plane uncertainty  4.3    26.8
Weighted fraction of pol misfits 0.28
Average amplitude error    1.44
Station dist ratio         0.70

```



H 1 273 69-138

g) Mécanisme au foyer de l'événement N°7

La localisation de l'événement N°7 s'est faite suivant cinq stations. On a pu identifier la polarité de l'onde P au niveau des signaux de ces stations. Les stations utilisées, dont leurs signaux sont utilisés, pour le calcul des rapports d'amplitude S/P sont ZOMB, DODT, MSEY, et ABPO. L'erreur moyenne des ces amplitudes est 0.73.

Le mécanisme au foyer déterminé montre que le séisme est produit par une faille normale plus ou moins verticale, avec des erreurs respectives de 11.1 et 18.3 pour le plan de

faille et pour le plan auxiliaire. Ce mécanisme présente une composante subméridienne normale de direction NNW-SSE.

Tableau 25 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°7.

```

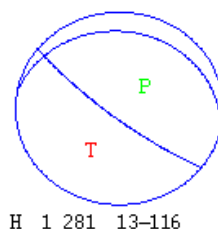
2008 122 1845 48.7 L -13.037 40.805 33.0 COM 5 0.6 4.3LCOM
3.3sCOM
ZOMB 246.00 45.00C EP
MZM 283.00 45.00C EP
DODT 323.00 45.00D EP
MBEY 298.00 45.00D EP
ABPO 135.00 45.00D EP
ZOMB 246.00 44.96V 0.4416 44.96 SV(Z)/P(Z)
ZOMB 246.00 44.96H 0.1910 44.96 SH(T)/P(Z)
ZOMB 246.00 44.96S 0.2506 44.96 SV(Z)/SH(T)
DODT 323.00 44.96H 0.0744 44.96 SH(T)/P(Z)
DODT 323.00 44.96V 0.5405 44.96 SV(Z)/P(Z)
DODT 323.00 44.96S 0.4660 44.96 SV(Z)/SH(T)
MBEY 298.00 44.96H 0.0288 44.96 SH(T)/P(Z)
MBEY 298.00 44.96V 0.4336 44.96 SV(Z)/P(Z)
MBEY 298.00 44.96S 0.4048 44.96 SV(Z)/SH(T)
ABPO 135.00 44.96V 0.2000 44.96 SV(Z)/P(Z)
ABPO 135.00 44.96H -0.3408 44.96 SH(T)/P(Z)
ABPO 135.00 44.96S 0.5408 44.96 SV(Z)/SH(T)

```

```

Strike,dip,rake      281.1    12.8  -116.3
Fault+aux plane uncertainty 11.1    18.3
Weighted fraction of pol misfits 0.00
Average amplitude error      0.73
Station dist ratio          0.69

```



h) Mécanisme au foyer de l'événement N°8

Cet événement est localisé à partir de trois stations. On a donc identifié la polarité de l'onde P sur chacune de ces stations. Elles sont toutes mises en œuvre pour le calcul des rapports d'amplitudes S/P. L'estimation d'erreur moyenne sur les amplitudes calculés est 0.40.

Le mécanisme au foyer déterminé correspond à une faille normal peu décrochante. La direction de la composante subméridienne normale de ce mécanisme est NNW-SSE. Ce mécanisme au foyer est déterminé avec des estimations d'erreur 0.0 et 17.1 pour le plan de faille et pour le plan auxiliaire, respectivement.

Tableau 26 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°8.

```

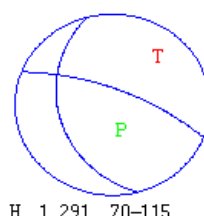
2008  312 0147  7.4 L -10.228  41.370 32.3  COM  3 0.5 4.4LCOM
DODT  305.00  45.00D                      EP
ZOMB  228.00  45.00D                      EP
ABPO  148.00  45.00D                      EP
DODT  305.00  44.96V  0.5003  44.96 SV(Z)/P(Z)
ZOMB  228.00  44.96V  0.7685  44.96 SV(Z)/P(Z)
ZOMB  228.00  44.96H  0.2172  44.96 SH(T)/P(Z)
ZOMB  228.00  44.96S  0.5513  44.96 SV(Z)/SH(T)
ABPO  148.00  44.96H -0.0931  44.96 SH(T)/P(Z)
ABPO  148.00  44.96V  0.2702  44.96 SV(Z)/P(Z)
ABPO  148.00  44.96S  0.3632  44.96 SV(Z)/SH(T)

```

```

Strike,dip,rake          291.2    70.0 -115.0
Fault+aux plane uncertainty  0.0    17.1
Weighted fraction of pol misfits 0.00
Average amplitude error    0.40
Station dist ratio         0.84

```



i) Mécanisme au foyer de l'événement N°9

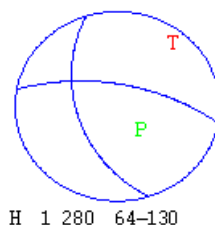
L'événement est localisé à partir de trois stations, mais une d'elle se trouve à une distance supérieure à 1500 km de l'épicentre. Par défaut, au-delà de cette distance le programme HASH ne tient pas compte des valeurs (la polarité et les amplitudes du signal) de la station pour la détermination du mécanisme au foyer. Alors l'identification des polarités de l'onde P s'est effectuée sur deux stations (ABPO et ZOMB). Ce sont donc leurs amplitudes des ondes P et S qui ont été utilisé pour le calcul du rapport d'amplitude S/P. L'erreur moyenne de ces amplitudes estimé à 0.48.

Le mécanisme au foyer déterminé montre que l'événement est produit par une faille normale peu décrochante, avec des erreurs de 14.7 et 22.5 pour le plan de faille et pour le plan auxiliaire, respectivement. La direction de la composante subméridienne normale de ce mécanisme est NNW-SSE.

Tableau 27 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°9.

2008	7	5	2250	26.7	L	-10.806	41.347	55.8	COM	3	0.7	4.9L	COM
ZOMB	231.00		90.00	C					EP				
ABPO	146.00		90.00	D					EP				
ZOMB	231.00		90.44	H	0.3691		90.44		SH(T)/P(Z)				
ZOMB	231.00		90.44	V	0.4147		90.44		SV(Z)/P(Z)				
ZOMB	231.00		90.44	S	0.0456		90.44		SV(Z)/SH(T)				
ABPO	146.00		90.32	H	0.3941		90.32		SH(T)/P(Z)				
ABPO	146.00		90.32	V	0.4566		90.32		SV(Z)/P(Z)				
ABPO	146.00		90.32	S	0.0625		90.32		SV(Z)/SH(T)				

Strike,dip,rake	280.3	63.6	-129.8
Fault+aux plane uncertainty	14.7	22.5	
Weighted fraction of pol misfits	0.00		
Average amplitude error	0.48		
Station dist ratio	0.13		



j) Mécanisme au foyer de l'événement N°10

La localisation de cet événement est effectuée suivant trois stations. L'identification de la polarité de l'onde P est opérée sur ces trois stations. On a aussi calculé les amplitudes de leurs ondes de volume P et S pour effectuer le rapport d'amplitude S/P. l'estimation d'erreur moyenne de ces amplitudes est 1.14

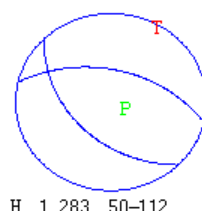
Le mécanisme au foyer déterminé correspond à une faille normale. Ce mécanisme présente une composante subméridienne normale de direction NNW-SSE. Ce mécanisme au

foyer est obtenu avec des erreurs de 2.0 pour le plan de faille et de 13.4 pour le plan auxiliaire.

Tableau 28 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°10.

2008	827	0646	18.8	L	-10.837	41.248	3.0	COM	3	0.7	6.7	LCOM
ABPO	145.00	33.00	C					EP				
KTWE	260.00	33.00	D					EP				
RER	128.00	33.00	D					EP				
ABPO	145.00	32.61	V	1.1174		32.61		SV(Z)/P(Z)				
ABPO	145.00	32.61	H	0.6847		32.61		SH(T)/P(Z)				
ABPO	145.00	32.61	S	0.4327		32.61		SV(Z)/SH(T)				
KTWE	260.00	32.61	V	-0.1096		32.61		SV(Z)/P(Z)				
KTWE	260.00	32.61	H	-0.6560		32.61		SH(T)/P(Z)				
KTWE	260.00	32.61	S	0.5464		32.61		SV(Z)/SH(T)				
RER	128.00	32.61	H	-0.6805		32.61		SH(T)/P(Z)				
RER	128.00	32.61	V	-0.1652		32.61		SV(Z)/P(Z)				
RER	128.00	32.61	S	0.5153		32.61		SV(Z)/SH(T)				

Strike, dip, rake	283.0	50.0	-112.0
Fault+aux plane uncertainty	2.0	13.4	
Weighted fraction of pol misfits	0.41		
Average amplitude error	1.14		
Station dist ratio	0.67		



k) Mécanisme au foyer de l'événement N°11

Cet événement N°11 est localisé suivant quatre stations. Ainsi on a identifié quatre polarités de l'onde P pour ce séisme. Parmi ces quatre stations sismiques seules les amplitudes des ondes de volumes d'ABPO n'ont pas été calculé, puisque les composantes horizontales n'ont pas enregistré le signal sismique. L'erreur moyenne de ces amplitudes est estimée à 0.48.

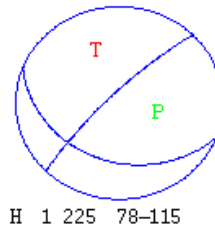
Le mécanisme au foyer indique que le séisme est produit par une faille décrochante senestre normale. Ce mécanisme au foyer est déterminé avec une erreur de 8.1 pour le plan de

faille et une erreur de 16.9 pour le plan auxiliaire. La composante subméridienne normale subméridienne de ce mécanisme est de direction E-W.

Tableau 29 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°11.

	2010	1014	1003	35.9	L	-10.329	42.692	37.1	COM	4	0.5	5.7L	COM
DODT	300.00		45.00C						EP				
MZM	262.00		45.00C						EP				
ABPO	154.00		45.00C						EP				
FOMA	165.00		45.00D						EP				
DODT	300.00		44.96H	0.4003			44.96		SH(T)/P(Z)				
DODT	300.00		44.96V	0.4936			44.96		SV(Z)/P(Z)				
DODT	300.00		44.96S	0.0934			44.96		SV(Z)/SH(T)				
MZM	262.00		44.96V	0.7338			44.96		SV(Z)/P(Z)				
MZM	262.00		44.96H	0.9348			44.96		SH(T)/P(Z)				
MZM	262.00		44.96S	-0.2010			44.96		SV(Z)/SH(T)				
FOMA	165.00		44.96H	-0.3828			44.96		SH(T)/P(Z)				
FOMA	165.00		44.96V	0.3154			44.96		SV(Z)/P(Z)				
FOMA	165.00		44.96S	0.6982			44.96		SV(Z)/SH(T)				

Strike,dip,rake	225.1	78.2	-114.9
Fault+aux plane uncertainty	8.1	16.9	
Weighted fraction of pol misfits	0.30		
Average amplitude error	0.41		
Station dist ratio	0.73		



1) Mécanisme au foyer de l'événement N°12

L'événement N°12 est localisé suivant trois stations sismiques. Ainsi on a pu identifier trois polarités de l'onde P à partir de ces stations. Les amplitudes des ondes de volumes P et S sont uniquement calculées sur les signaux enregistrés par les stations ABPO et RER. Ces amplitudes sont calculées avec une estimation d'erreur moyenne de 0.73.

Le mécanisme au foyer déterminé indique que l'événement est généré par une faille normale pure, avec des erreurs de 12.1 et 19.4 pour le plan de faille et pour le plan auxiliaire, respectivement. La composante subméridienne normale de ce mécanisme au foyer est de direction N-S.

Tableau 30 : Résultat du mécanisme au foyer sismique de l'événement n°12.

```

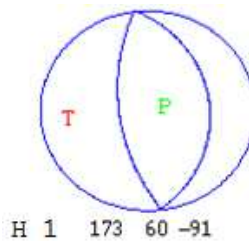
2011  9 9 1325  6.6 L -12.467  44.881 35.0  COM  3 0.7 6.0LCOM
ABPO 162.00  63.00D
MSEY  54.00  62.00C
RER   131.00  62.00D
ABPO 162.00  62.90V  1.5632  62.90 SV(Z)/P(Z)
RER   131.00  61.58V  0.4778  61.58 SV(Z)/P(Z)
RER   131.00  61.58H -0.0197  61.58 SH(T)/P(Z)
RER   131.00  61.58S  0.4975  61.58 SV(Z)/SH(T)

```

```

Strike,dip,rake          172.6    60.0   -90.7
Fault+aux plane uncertainty 12.1    19.4
Weighted fraction of pol misfits 0.32
Average amplitude error    0.73
Station dist ratio         0.74

```



IV-2-2- Représentation cartographique des résultats et interprétations.

La représentation des mécanismes aux foyers des séismes sur une carte géographique facilite la distinction des liens géodynamiques qui peuvent exister entre les séismes. La carte de mécanisme au foyer correspondant à nos événements sismiques est illustrée par la figure 28.

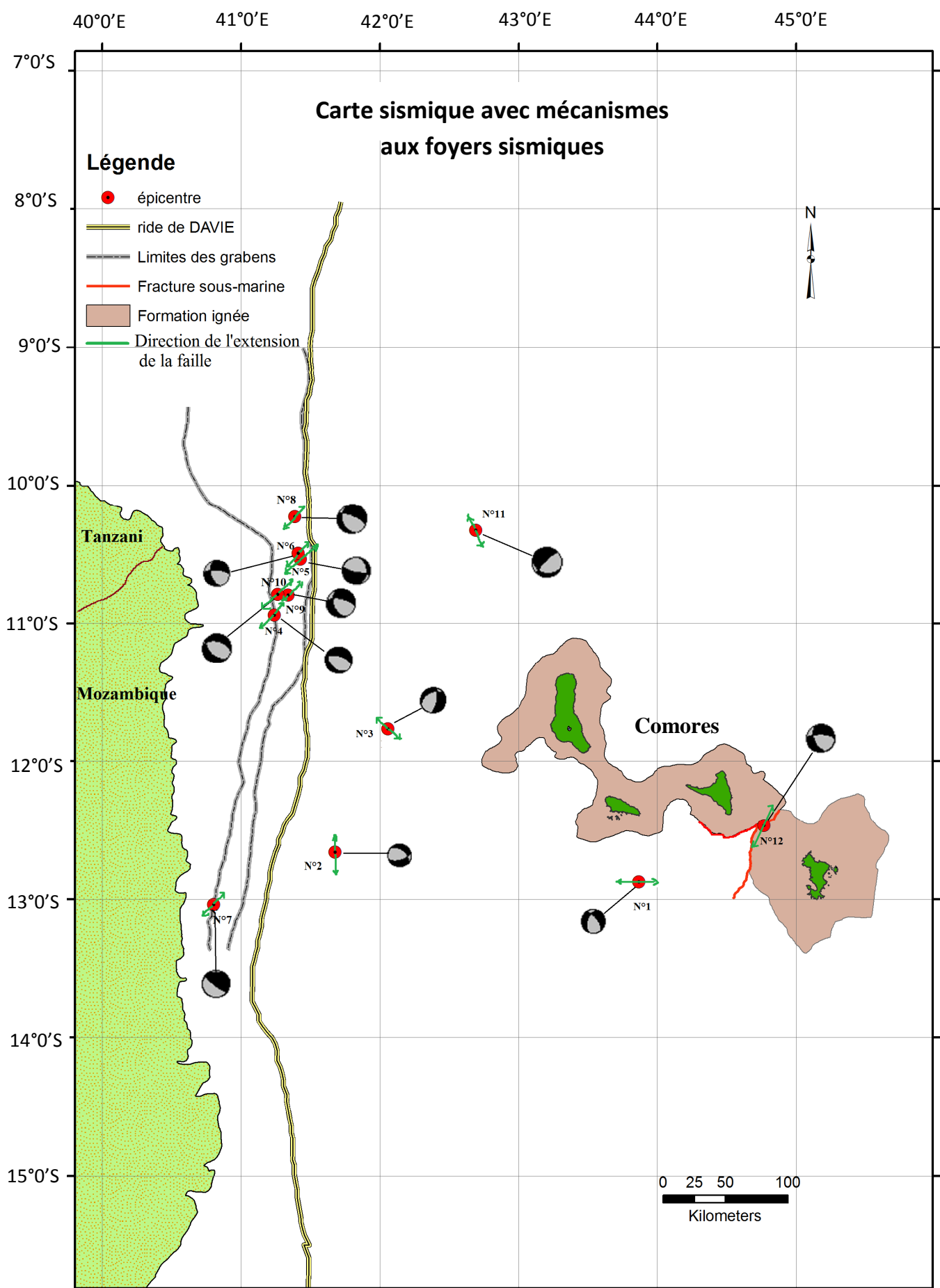


Figure 30 : Les mécanismes au foyer des séismes d'étude.

Les séismes localisés au Nord du bassin de Kerimbas présentent tous un mécanisme au foyer similaire qui correspond à une faille normale. Ces six mécanismes au foyer présentent une composante subméridienne normale subméridienne NNW-SSE. Ce type de géométrie de faille est compatible à une extension E-W. Les études géologiques montrent que le bassin de Kerimbas est un fossé de graben à failles normales. De plus que, la branche Sud-est du rift Est-Africain subit un mouvement d'extension E-W [figure 29] et que cette branche active effectivement le dynamisme tectonique du bassin de Kerimbas. Alors il est fort probable que ces six séismes soient causés par les failles normales constituant ce fossé. Ce qui confirme le concept du prolongement du rift Est-Africain dans le Nord du bassin de Mozambique.

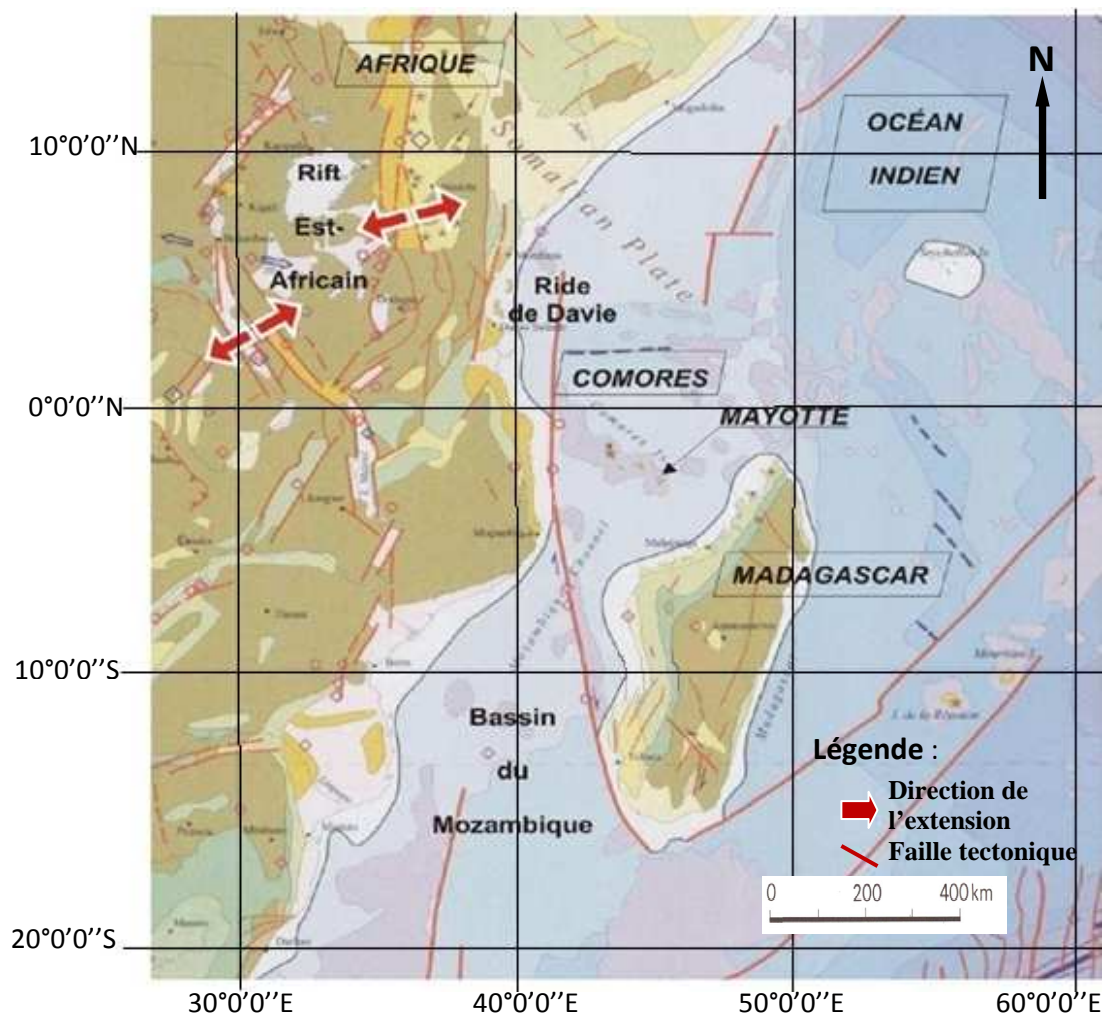


Figure 31 : Directions de l'extension du rift Est-Africain [39]

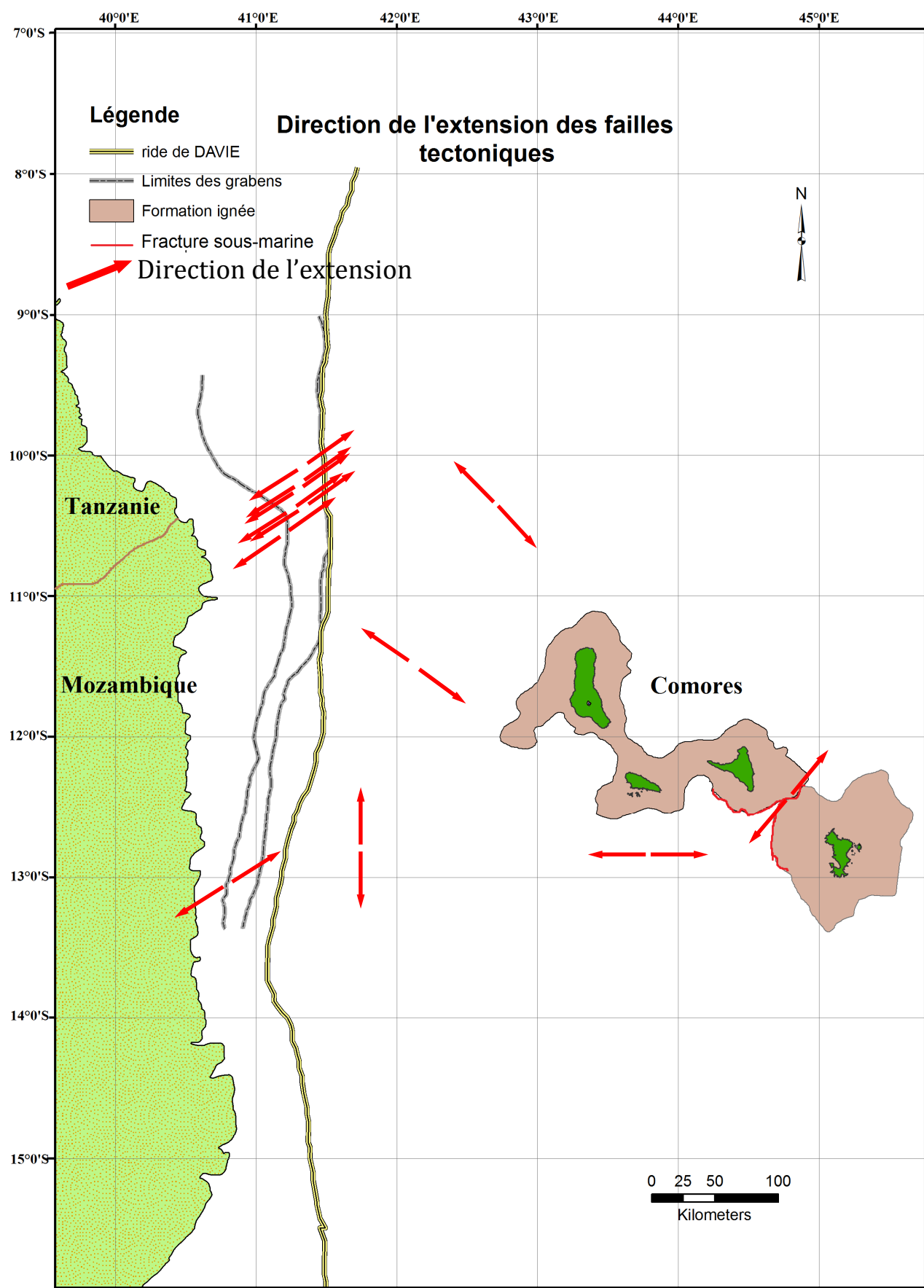


Figure 32: Représentation des directions de l'extension des failles tectoniques de la zone d'étude

Le mécanisme du séisme localisé entre au Sud du bassin de Kerimbass caractérise une faille normales plus ou moins verticale. Une telle faille est typique lors de l'expansion des grabens. Dans cette partie, le bassin se trouve limité dans un « petit » espace, par rapport au Nord, par la marge continental africain d'âge Karroo et la ride de Davie. Ainsi le milieu subissant l'extension E-W (branche Sud-est du Rift Est-Africain) se fracture suivant des failles normales plus ou moins verticales. Puisqu'on a qu'un seul événement sismique d'étude de cette zone, il n'est pas convenable de généraliser ce critère de faille pour toute la zone Sud du bassin de Kerimbass.

Les deux événements qui se localisent sur le bassin et sur la formation ignée de l'archipel des Comores définissent des mécanismes aux foyers légèrement différents. En effet, d'une part le séisme localisé au Sud de Mohéli (événement N°1) semble être produit tout au long d'une faille normale à légère décrochement, et que l'autre séisme localisé entre Anjouan et Mayotte (événement N°12) génère d'une faille normale pure. D'autre part Le mécanisme au foyer de l'événement N°1 présente une composante subméridienne normale subméridienne de direction N-S, et que celle présentée par le mécanisme de l'événement N°12 est de direction NNW-SSE. Mais de l'un comme de l'autre, ces deux mécanismes sont compatibles à une extension E-W. Ce critère commun entre ces deux failles est le même que celui qui se présente dans le rift Est-Africain. Probablement les mouvements tectoniques en ces lieux sont reliés directement ou indirectement au mouvement du Rift Est-Africain. Dans le contexte indirect, ces mouvements sont liés à ceux de la ride de Davie, qui est activée par le rift Est-Africain. Les séismes se produisant dans cette zone ont probablement une origine qui traduit leur position probable au front de la déformation du rift Est-Africain.

Les mécanismes aux foyers des trois événements alignés de manière distante à l'Est de la ride de Davie se présentent sous différentes formes. En effet les mécanismes aux foyers des événements N°2, N°3 et N°11 caractérisent des failles normales peu décrochantes mais à extension différente. Leurs mécanismes respectifs présentent des composantes normales subméridiennes de direction E-W, pour le premier, et NNW-SSE, pour les deux derniers. Ces directions sont compatibles à des extensions N-S et E-W, respectivement. Ce milieu, auquel ces séismes se sont produits, très proche de la ride de Davie est soumis à plusieurs mouvements tectoniques. En effet, on distingue ici les mouvements causés par les deux directions structurales E-W et NW-SE de la ride de Davie et du bloc des Comores, respectivement. La ride de Davie réactivée au Nord par le rift Est-Africain joue son grand rôle de faille transformante, ce qui peut expliquer l'entre mêlés de failles à différentes directions

d'extension dans toute la région située à l'Est de cette ride. Le fait que les failles générant les événements N°3 et N°11 présentent une extension E-W, similaire à celle du rift Est-Africain, montre le rôle moteur qu'a ce rift dans le dynamisme interne du milieu. Il est aussi probable que la zone située à l'Est de la ride de Davie subit, en plus de l'extension E-W, une extension N-S qui est mise en évidence ici par la faille générant l'événement N°2.

CONCLUSION

Ce travail présente l'étude de la sismicité tectonique de l'entrée Nord du canal de Mozambique entre la côte Est africaine et l'extrême Est de l'archipel des Comores. Nous avons eu recours à trois réseaux sismiques (AF, G et II) pour la localisation des événements sismiques dans cette vaste zone. Ainsi les données sismiques des stations MZM, DODT, ZOMB, MBEY, KTWE, RER, FOMA, ABPO et MSEY ont été mises en œuvre pour la réalisation de cette étude. Dans cette étude nous avons déterminé les mécanismes aux foyers sismiques après une localisation précise faite à partir du programme HYP.

La méthode utilisée pour déterminer ces mécanismes est celle élaborée par J. L. Hardebeck et P. Shearer. Cette méthode algorithmique détermine les trois angles caractérisant la géométrie d'une faille suivant la profondeur de la source sismique, les distances épacentrales, la polarité de l'onde de volume première (P), le rapport des amplitudes des ondes de volume et le modèle de vitesse correspondant à l'événement sismique.

Malgré l'activité sismique très élevée de cette région Ouest de l'Océan Indien, nous n'avons pu localiser que douze événements sismiques produits entre 2006 et 2011, qui ont fait l'objet de cette étude. Ces séismes sont localisés tous à une faible profondeur ($3 \text{ km} \leq \text{profondeur} \leq 55 \text{ km}$) avec des magnitudes généralement supérieures à 4.0. Le bassin de Kerimbass présente une instabilité sismique très élevée par rapport au reste de la zone d'étude.

Ces douze séismes présentent tous un mécanisme au foyer plus ou moins similaire correspondant à une faille normale et quelquefois à caractère décrochant mais pas trop prononcé. Les structures sismo-tectoniques présentant une sismicité notable dans la zone d'étude sont le bloc des Comores, la ride de Davie et le rift Est-Africain. De l'Est à l'Ouest, toutes les failles générant nos événements sismiques d'étude subissent une extension compatible à celle du rift Est-Africain de direction E-W, excepté une seule dont l'extension est de direction N-S. Cette faille se situe à quelques kilomètres de l'Est de la ride de Davie.

La branche Sud-est du rift Est-Africain se logeant à l'Ouest de la ride de Davie se prolonge probablement vers l'extrême Est de l'archipel des Comores, vu le mécanisme au foyer des séismes générés par les failles de notre zone d'étude.

ANNEXE A

Méthode de « grid search » pour la détermination de mécanisme au foyer sismique

Pour la détermination de mécanisme au foyer, une méthode de « grid search » est utilisée suivant un critère de qualité d'ajustement désigné pour quantifier une bonne appréciation entre les résidus des temps observés et modélisés [40].

Considérons l'ensemble N de trois composantes de temps observé et modélisé des composantes Z, R et T et soient S_Z, S_R, S_T et O_Z, O_R, O_T ces composantes respectivement, où les antécédent temporels sont générés par un moment sismique unitaire et une combinaison données de « strike », « dip », et « rake angles » et profondeur.

La première étape consiste à déterminer le décalage temporel nécessaire pour aligner les caractéristiques des deux séries de temps, en établissant les vecteurs temporels observés et calculé par concaténation des composantes respectives : $S = (S_Z, S_R, S_T)$ et $O = (O_Z, O_R, O_T)$. Une méthode de « cross correlation » est utilisée pour déterminer cet écart de temps.

Ensuite comme les séries temporelles synthétiques (modélisées ou calculées) ont aussi des écarts, ces derniers sont alors définis par : $\bar{S}_Z, \bar{S}_R, \bar{S}_T$. La qualité de l'ajustement de chaque composant est donnée par le produit scalaire des vecteurs unitaires :

$$r_c = \bar{S}_c \cdot O_c / (|\bar{S}_c| \cdot |O_c|) \quad , \quad \text{où} \quad c = Z, R, T.$$

Le moment sismique estimé pour chaque composante est définie par :

$$M_0^c = \text{Max}(|O_c|) / \max(\bar{S}_c)$$

Ainsi, pour chaque profondeur et paramètres de mécanisme au foyer choisie, 6 nombres sont définis, M_0^c et r_c , où $c = Z, R, T$.

Pour quantifier le critère d'ajustement, il faut que le r_c soit au voisinage de 1 et les moments sismiques individuels estimés soient égaux. Mathématiquement, ceci peut s'écrire sous forme matricielle, composé des vecteurs des trois composantes :

$$\mathbf{r} = (\mathbf{r}_Z, \mathbf{r}_R, \mathbf{r}_T), \quad \mathbf{M} = (M_0^Z, M_0^R, M_0^T) \quad \text{et} \quad \mathbf{1} = (1, 1, 1).$$

Alors on peut définir les nombres :

$$\mathbf{r}_g = \mathbf{M} \cdot \mathbf{1} / (|\mathbf{1}| |\mathbf{M}|) \quad \text{et} \quad \mathbf{r}_b = \mathbf{r} \cdot \mathbf{1} / (|\mathbf{1}| |\mathbf{r}|)$$

où \mathbf{r}_g mesure la similarité des moments sismiques et \mathbf{r}_b mesure la proximité des éléments individuels de \mathbf{r} à 1.

Le bon ajustement est celle qui rend maximal le produit $R.B = \mathbf{r}_g \cdot \mathbf{r}_b$.

Le moment sismique estimé est la moyenne pondérée $\mathbf{M}_0 = \mathbf{r} \cdot \mathbf{M} / (\mathbf{r} \cdot \mathbf{1})$

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] **ASTER, R.C., BORCHERS, B., THURBER, C.H., 2005.** Parameters Estimation and Inverse Problems. Elsevier Academic Press.
- [2] **CHOROWICZ, J., 2005.** The East Africa rift system. *Journal of Africa Earth Science* 43. pp 379-410.
- [3] **DESONIE, D.L., DUNCAN, R., 1993.** Temporal and Geochemical Variability of volcanic products of the Marquesas Hotspot. *Journal of Geophysical Research* 98, B10. pp 17649-17665.
- [4] **DEBEUF, D., 2004.** Etude de l'évolution volcano-structurale et magmatique de Mayotte (Archipel des Comores, Océan Indien). Thèse doctoral, Université de La Réunion.
- [5] **EMERICK, C.M., DUNCAN, R., 1983.** Age progressive volcanism in the Comore Archipelago, western Indian Ocean and implications for Somali plate tectonics. *Earth and Planetary Sciences Letters* 65. pp 439.
- [6] **EBINGER, C. J., SLEEP, N. H. 1998.** Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume, *Nature* Vol. 395.
- [7] **FLOWER, M.L.F., ESSON, J., STRONG, D.F., 1970.** Geology of the Comore Archipelago, Western Indian ocean. *Geological Magazine* 107. pp 549-557.
- [8] **FLOWER, M.J.F., STRONG, D.F., 1969.** The signification of sandstone inclusion in lavas of the Comoros archipelago. *Earth and Planetary Sciences Letters* 7. pp 47-50.
- [9] **GIRTY, G. H., 2009.** Understanding Processes behind Natural Disasters, Ver. 1.0, Perilous Earth.
- [10] **GRIMISON, N.L., ANG-PING, C., 1988.** Earthquakes in the Davie Ridge-Madagascar Region and the Southern Nubian-Somalian Plate Boundary, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93 NO. B9.
- [11] **HARDEBECK, J.L., SHEARER, P.M., 2003.** Using S/P Amplitude Ratio to constrain the focal Mechanisms of small Earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol.93. N°6.
- [12] **HARDEBECK, J.L., SHEARER, P.M., 2002.** A new Method for Determining first-Motion Focal Mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol.92. N°6.
- [13] **LACROIX, A., 1922.** La constitution lithologique de l'archipel des Comores. XIIIème congrès int. Géol. Bruxelles.
- [14] **NASSOR, H., 2001.** Contribution à l'étude du risque volcanique sur les grands volcans basaltiques ; le Karthala et le Piton de La Fournaise. Thèse doctorale, Université de La Réunion.

- [15] **NOUGIER, J., VATIN-PERIGNON, N., CANTAGREL, J.M., 1979.** Volcanisme et structure de l'île de Mayotte (archipel des Comores). Comptes Rendus de l'académie des Sciences de Paris 288. pp 211-214.
- [16] **NOUGIER, J., 1986.** The Comore Archipelago in the western Indian ocean : volcanology, geochronology and geodynamic setting. Journal of Africa Earth Sciences 5. pp 135-145.
- [17] **OURS, J. S., PAVLOVSKY, R., 1952.** Etude géologique de l'archipel des Comores. Travaux du bureau Géologique, Service géologique, Antananarivo.
- [18] **Programme des Nations Unies pour l'Environnement (UNEP), 2002.** Atlas des ressources côtières de l'Afrique Orientale - RFI Comores.
- [19] **Programme pour le Développement des nations Unies (PNUD), 2008.** Maîtrise et valorisation du Karthala; Colloque international sur le Karthala. Rapport du PNUD RFI-Comores.
- [20] **RINDRAHARISAONA, E. J., 2007.** Evaluation de Paramètres Sismiques et Alea dans certaines zones de Madagascar. Mémoire de D.E.A, Faculté de Science de l'Université d'Antananarivo.
- [21] **RAMBOLAMANANA, G., 1999.** Modélisation de la vitesse de la partie centrale de Madagascar par la sismologie. Thèse d'Etat, Faculté des Sciences de l'Université de Madagascar.
- [22] **SEGOUFIN, J., 1985.** Morphologie et structure du canal de mozambique, Mad. Rev. Géol. n° 46. Thèse de Doctorat ès-sciences - 1981.
- [23] **SEGOUFIN, J., PATRIAT, P., 1980.** Reconstructions de l'Océan Indien Occidental pour les époques des anomalies M21, M2 et 34, paléoposition de Madagascar. Bulletin de la Société Géologique de France 7.
- [24] **STAMPS, D.S., EBINGER, C.J., 2008.** A kinematic model for the East Africa Rift. Geophysical Research Letters, Vol. 35, L05304.
- [25] **STEIN, S., and WYSESSION, M., 2003.** Introduction to seismology and earthquake. Blackwell Publishing.
- [26] **STRONG, D.F., 1972.** Petrology of the island of Moheli, western Indian Ocean. Geological Society of America Bulletin 83. pp 349-406.
- [27] **TERRIER, M., AUDRU, J.C., BOUR, M., DOMINIQUE, P., 2000.** Etude de l'aléa sismique régional de l'île de Mayotte ; détermination des mouvements sismiques de référence. Rapport BRGM RP-50250-FR.
- [28] **ZAHIROVIC, S., SETON, M., MÜLLER, R.D., 2012.** Global continental and Ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews 133. pp 212-270.

REFERENCES WEBOGRAPHIQUES

- [29] <http://ebooks.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:4109:4> Octobre 2012
- [30] <http://eduterre.ens-lyon.fr/eduterre-usages/terre/montagnes/extension/meca%20foyer>
Juillet 2012
- [31] <http://escweb.wr.usgs.gov/share/mooney/SriL.II2.pdf> surface wave SiriL.II2 Juin 2012
- [32] <http://fr.wikipedia.org/wiki/Magnitude> d%27un s%C3%A9isme Juin 2012
- [33] http://fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89chelle_Medvedev-Sponheuer-Karnik Avril 2012
- [34] <http://jupiter.u-3mrs.fr/~ms422aww/webdocs/mst/Geomus/magnitude.htm> Avril 2012
- [35] http://membres.multimania.fr/pasteursvt/intensite_vs_magnitude.htm Avril 2012
- [36] <http://wiki.answers.com/Q/> Juin 2012
- [37] <http://www.iris.edu/forms/webrequest.htm> Octobre 2012
- [38] <http://www.iris.edu/mda> Octobre 2012
- [39] http://www.brgm.fr/brgm/includes/actualites/2011-09_seisme-mayotte.shtml Juin 2012
- [40] http://books.google.mg/books?id=hAolAQAAIAAJ&dq=grid+search+for+focal+mechanism+angle&hl=fr&source=gbp_navlinks_s Décembre 2012

TITRE : Etude de la sismicité tectonique de la région Nord sous-marine du canal de Mozambique et de l'archipel des Comores.

RESUME :

Les données sismiques de neuf stations (MZM, DODT, ZOMB, MBEY, KTWE, RER, FOMA, ABPO et MSEY), appartenant à trois réseaux sismiques différents (AF, G et II), ont permis d'étudier la sismicité tectonique de la région Nord sous-marine du canal de Mozambique et de l'archipel des Comores. Douze séismes, produits entre 2006 et 2011, sont localisés dans cette zone, à partir du programme HYP (version modifiée du programme HYPOCENTER). Ces séismes sont superficiels avec une magnitude minimale de 4.3 et une maximale de 6.7. Le bassin de Kerimbass, situé à l'Ouest de la ride de Davie, présente une instabilité tectonique très forte. Les mécanismes aux foyers de ces douze séismes, déterminés à partir du programme algorithmique HASH, établi par J.L. Hardebeck et P.M. Shearer en 2002, caractérisent des failles normales. Ces dernières subissent de façon globale une extension de direction E-W similaire à celle du rift Est-africain. Cette concordance entre ces failles indique probablement un prolongement du rift Est-africain dans la partie Nord Ouest de l'Océan Indien.

MOTS CLES : localisation d'un séisme, magnitude, mécanisme au foyer, Comores, canal de Mozambique.

ABSTRACT :

Seismic data of nine stations (MZM, DODT, ZOMB, MBEY, KTWE, RER, FOMA, ABPO and MSEY), belonging to three different seismic networks (AF, G and II) were used to study the seismic tectonic Nord underwater channel of Mozambique and the Comoros. Twelve earthquakes occurred between 2006 and 2011, are located in this area, from the HYP program (modified version of HYPOCENTER program). These earthquakes are shallow with a minimum magnitude of 4.3 and a maximum of 6.7. Kerimbass basin, located to the West of the Davie Ridge, has a high tectonic instability. The focal mechanisms of those twelve earthquakes, determined from the HASH program software by J.L. Hardebeck and P.M. Shearer in 2002, characterize normal faults. These faults are undergoing globally an extension of E-W direction similar to the East African rift. This concordance between these faults indicates probably an extension of the East African rift in the northwestern part of the Indian Ocean.

KEYWORDS: seismic location, focal mechanism, magnitude, Comoros, Mozambique channel.

Encadreur :

Pr RAMBOLAMANANA Gérard

Impétrant :

Noms : MOHAMED KATIBOU
Prénoms : Mohamed El-Had
Téléphone : 034 43 036 43
E-mail : medelhad.ioga@gmail.com
Adresse : Lot VA 38 FH ter TSIADANA
TANA