



UNIVERSITE D'ANTANANARIVO
SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PHYSIQUES ET APPLICATIONS



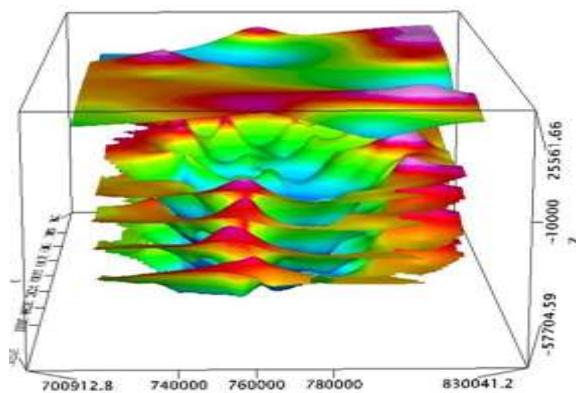
MEMOIRE DE FIN D'ETUDE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER

Option : Physique du globe

Spécialité : Géophysique Appliquée

Intitulé :

**MODELISATION DES DONNEES GEOPHYSIQUES DU BASSIN
SEDIMENTAIRE NORD MORONDAVA ENTRE LES PARALLELES
740 ET 800**



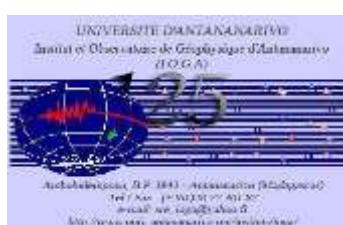
Présenté le : 25 Novembre 2015

Devant la commission d'examen composée de :

Président : Pr RANAIVO NOMENJANAHARY Flavien Noël

Rapporteur : Dr RAHARIMANANIRINA Clodette

Examinateur : Pr RASOLOMANANA Eddy Harilala





UNIVERSITE D'ANTANANARIVO
SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PHYSIQUES ET APPLICATIONS



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME DE MASTER

Option : Physique du globe

Spécialité : Géophysique Appliquée

Intitulé :

**MODELISATION DES DONNEES GEOPHYSIQUES DU BASSIN
SEDIMENTAIRE NORD MORONDAVA ENTRE LES PARALLELES
740 ET 800**



HARINIAINA Sitraka Nekena Rakotovoavy

Devant la commission d'examen composée de :

Président : Pr RANAIVO NOMENJAHARY Flavien Noël

Rapporteur : Dr RAHARIMANANIRINA Clodette

Examinateur : Pr RASOLOMANANA Eddy Harilala



Département Gestion Banques de Données

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer mes vifs et sincères remerciements à tous ceux qui, par leurs travaux, leurs idées, leurs relectures, ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire, en particulier à :

- ✓ Monsieur RAHERIMANDIMBY Marson, Professeur titulaire, Doyen de la faculté des sciences; de m'avoir accueilli au sein de la faculté des sciences et d'avoir autorisé la soutenance de ce mémoire.
- ✓ Monsieur RAKOTONDRAMANANA Hery Tiana, Maître de conférences, Chef du département de physique, de m'avoir permis de continuer mes études dans ce département et d'avoir accepté la soutenance de ce mémoire.
- ✓ Monsieur RAMBOLAMANANA Gérard, Professeur titulaire ; Directeur de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo (IOGA), de m'avoir accueilli dans cet institut en tant qu'étudiant chercheur.
- ✓ Monsieur RANAIVONOMENJAHARY Flavien Noel, Professeur titulaire, Responsable de l'école doctorale physiques et applications, d'avoir accepté d'être le Président de jury de ce mémoire.
- ✓ Monsieur RASOLOMANANA Eddy Harilala, Professeur titulaire d'avoir accepté d'être l'examinateur de ce mémoire.
- ✓ Monsieur RASOANAIVO Bonaventure, Directeur Général de L'OMNIS, de m'avoir accepté comme stagiaire à l'OMNIS.
- ✓ Madame RAHARIMANANIRINA Clodette, docteur géophysicienne, mon encadreur professionnel, malgré ses multiples occupations, ses conseils et directives resteront inoubliables.
- ✓ Monsieur RANDRIAMIARANTSOA Tolojanahary, Chef de Département Gestion Banques de Données de m'avoir accepté comme stagiaire au sein de son Département.

Je tiens à remercier également tous les enseignants et responsables au sein de notre département qui n'ont pas cessé de chercher les meilleures voies et moyens pour assurer notre formation. A tous les étudiants de ma promotion pour leur fraternelle amitié durant cette formation universitaire. A toute ma famille pour leurs encouragement et soutien tant moralement que techniquement et surtout financièrement tout au long de mes études. Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire. Merci à tous.

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS

INTRODUCTION

CHAPITRE I : GENERALITES

 I.1. CONTEXTES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

 I.2. CADRE STRUCTURAL

CHAPITRE II : SUPPORT ET BASES METHODOLOGIQUES

 II.1. PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

 II.2. ETUDES ANTERIEURES DANS LA ZONE D'ETUDE

 II.3. PROSPECTION SISMIQUE

 II.4. TECHNIQUE DE MODELISATION

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES

 III.1. PRESENTATION DES DONNEES

 III.2. PRESENTATION DES LOGICIELS DE TRAITEMENT

 III.3. MODELISATION ET TRAITEMENT DE DONNEES

CONCLUSION

LISTE DES ACRONYMES ET DES ABREVIATIONS

AMOCO: American Oil Company.

CGG: Compagnie Générale de Géophysique

GBD: Gestion Banques de Données

IOGA: Institut et Observatoire de Géophysiques d'Antananarivo

OMNIS : Office des Mines Nationales et des Industries Stratégiques

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

SPM : Société de Pétrole de Madagascar

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (source : BD GBD/OMNIS)	2
Figure 2 :Les bassins sédimentaires de Madagascar (source : BD GBD/OMNIS).....	3
Figure 3 : Reconstitution du paléo-continent Gondwana à la fin du Protérozoïque, a) ensemble de Gondwana ; b)Madagascar et zone tampon périphérique	4
Figure 4 :Rifting Madagascar-Afrique.....	5
Figure 5 :Rifting Madagascar-Inde	6
Figure 6 : Localisation des Bassins sédimentaires de Madagascar après la phase de rupture dans le Gondwana	7
Figure 7 : Géologie de la zone d'étude (source : BD GBD/OMNIS)	9
Figure 8 : Structure de l'ensemble des bassins sédimentaires de Madagascar	11
Figure 9 : Cadre structural de la zone d'étude (source :BD GBD/OMNIS)	12
Figure 10 : Principe de la gravimétrie, montrant un contraste de densité ρ_1 et ρ_2	14
Figure 11 : Le satellite STARLETTE lancé par le Centre national d'études spatiales en Février 1975	17
Figure 12 : Variation de l'anomalie suivant la profondeur	18
Figure 13 : Altimètre Wallas&Tiernan	20
Figure 14 : Gravimètre Worden n°309.....	20
Figure 15 : Gravimètre North American	21
Figure 16 : (a) Image par sommation (b) Principales étapes de la sismique réflexion (modifié d'après [Mari et al.2001])	23
Figure 17 : Sismique réflexion. (S) Source ponctuelle émettant des ondes dans un milieu à 3 couches. (V1 à V3) Vitesses des trois couches représentées. (C) récepteur distant de quelques longueurs d'ondes de S. Demi-cercles en pointillés : fronts d'ondes sphériques. A plus grande distance (ligne pointillée), le front d'onde devient plan. (I1) et (I2) Interfaces entre deux couches.....	24
Figure 18 : Représentation schématique et exemple de configuration interne des unités de faciès sismiques	25
Figure 19 : Représentation schématique et exemple de configuration sigmoïde.....	26
Figure 20 : Représentation schématique et exemple de configuration oblique parallèle.....	26
Figure 21 : Représentation schématique et exemple de configuration complexe sigmoïde-oblique.....	27
Figure 22 : Représentation schématique et exemple de configuration hummocky	27
Figure 23 : Représentation schématique et exemple de configuration chaotique	28
Figure 24 : Organigramme montrant le traitement des données gravimétrique à l'aide de GEOSOFT/GMSYS	29

Figure 25 : Organigramme de processus de traitement des données avec GM-SYS du logiciel GEOSOFT (phase I).....	30
Figure 26 : Organigramme de processus de traitement des données avec GM-SYS du logiciel GEOSOFT.....	30
Figure 27 : Organigramme de modélisation en 3D	31
Figure 28 : Carte de levé gravimétrique (source : BD GBD/OMNIS)	32
Figure 29 : Carte des altitudes (source : BD GBD/OMNIS)	33
Figure 30 : Carte d'anomalie de Bouguer de la zone d'étude réalisé par le logiciel GEOSOFT	34
Figure 31 : Carte du gradient horizontal	35
Figure 33 : Carte d'anomalie résiduelle.....	36
Figure 32 : Carte du gradient vertical	36
Figure 34 : Carte de localisation des puits (source BD GBD/OMNIS)	37
Figure 35 : Localisation des lignes sismiques dans la zone d'étude (source : BD GBD/OMNIS).....	40
Figure 36 : profil sismique n°J-23 (source BD GBD/OMNIS).....	41
Figure 37 : Profil sismique n°J-26x (source BD GBD/OMNIS)	41
Figure 38 : Section sismique n°E-01(source BD GBD/OMNIS).....	42
Figure 39 : Plan de position des profils gravimétrique, sismiques et puits.....	47
Figure 40 : Modèle du profil A'A.....	48
Figure 41 : Modèle du profil BB'	49
Figure 42 : Interprétation du profil sismique J26x	50
Figure 43 : Modèle du profil CC'	51
Figure 44 : Modèle du profil DD'.....	52
Figure 45 : Modèle du profil EE'	53
Figure 46 : Modèle du profil FF'	54
Figure 47 : Modèle du profil GG'.....	55
Figure 48 : Interprétation du profil sismique E-01	56
Figure 49 : Modèle du profil HH'.....	57
Figure 50 : Modèle du profil II'	58
Figure 51 : modèle du profil JJ'	59
Figure 52 : Modèle du profil JJ' obtenue avec la carte d'anomalie résiduelle.....	59
Figure 53 : Modèle 3D surface du marqueur I.....	60
Figure 54 : Modèle 3D surface du marqueur II.....	61
Figure 55 : Modèle 3D surface du marqueur III	62
Figure 56 : Modèle 3D surface du marqueur IV	62

Figure 57 : Modèle 3D surface du marqueur V	63
Figure 58 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue globale	64
Figure 59 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue du Nord.....	64
Figure 60 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue du Sud.....	65
Figure 61 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue de l'Est	65
Figure 62 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue de l'Ouest	66
Figure 63 : Modèle 3D de la structure du sous-sol du bassin Nord Morondava.....	66
Figure 64 : Carte géologique de Madagascar d'après Besairie	70
Figure 65 : Différentes phases de l'exploration pétrolière	71

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Localisation de la zone d'étude

Tableau 2: Densité de roches

Tableau 3 : Données du puits Manambolo_1

Tableau 4 : Données du puits Antaotao_1

Tableau 5 : Données du puits Manandaza_1

LISTES DES ANNEXES

Annexe 1 : Carte géologique de Madagascar

Annexe 2 : Les différentes phases de l'exploration pétrolière

INTRODUCTION

Madagascar est une île riche en ressources naturelles aussi bien minières que pétrolières. Pour cibler les zones potentielles, il est crucial de comprendre l'architecture en trois dimensions de la structure du sous-sol. Si les forages permettent d'avoir une information ponctuelle extrêmement précise, la géophysique permet une vision plus large avec une couverture importante, une résolution fine et une possibilité de détecter des cibles potentielles.

Les techniques actuelles et avancées récentes dans le domaine des hautes technologies permettent de générer des modèles 3D quantitatifs des propriétés physiques du sous-sol à partir des données géophysiques, tout en tenant compte d'informations très diverses. C'est ce qu'on appelle une inversion. Les inversions, si elles sont correctement effectuées et raisonnablement interprétées, en incluant toutes les données s'y rapportant, permettent de retrouver la distribution des propriétés du sous-sol plus proches de la réalité. Elles sont et seront, à n'en pas douter, d'une grande importance dans l'exploration des aquifères, minière, pétrolière et seront appelées à se généraliser.

Elles peuvent ainsi amener, outre la mise en évidence d'anomalies, à définir les extensions de certains corps géologiques majeurs, à limiter la gamme de profondeurs des cibles... Cependant, les inversions sont un outil délicat à manier dû au fait que pour un même jeu de données géophysiques, une infinité de distributions des propriétés physiques du sous-sol peut convenir. Il appartient alors au géophysicien de bien choisir les paramètres d'inversion et de contraindre son modèle de la manière la plus réaliste possible afin d'obtenir le plus probable, à défaut du modèle vrai.

Ce présent mémoire intitulé « Modélisation des données géophysiques du bassin sédimentaire Nord Morondava entre les parallèles 740 et 800. » se propose ainsi de réaliser la modélisation 3D de la structure du sous-sol du bassin Nord Morondava à l'aide du logiciel GEOSOFT.

Cet ouvrage est divisé en trois parties. La première partie concerne les généralités sur la géologie générale de Madagascar, sur le contexte géographique et géologique de la zone d'étude. La deuxième partie est consacrée à la partie théorique et se rapporte aux méthodes de prospection gravimétrique, méthode de prospection sismique et aux principes de modélisation 2D et 3D à l'aide du logiciel Oasis Montaj de GEOSOFT. La troisième et dernière partie repose sur les résultats, interprétations des données et conclusion.

CHAPITRE I : GENERALITES

I.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

I.1.1. Contexte géographique

La zone d'étude qui couvre une surface de 6971,774207 km² se trouve dans la partie Nord-Ouest de Madagascar, entre les parallèles 740 000 m et 800 000 m selon le système de projection cartésienne Laborde dans les régions de Melaky et Menabe (*Figure 1*).

Elle fait partie du bassin sédimentaire de Morondava (*Figure 2*).

Pour plus de précision, l'ensemble est délimité par les points A, B, C, D, E dont les coordonnées géographiques selon le système de projection cartésienne Laborde sont données par le tableau suivant (*Tableau 1*).

Tableau 1 : Coordonnées de la zone d'étude

POINTS	X(m)	Y(m)
A	169969	798794
B	299473	799786
C	292526	740492
D	192545	740492
E	169969	783164

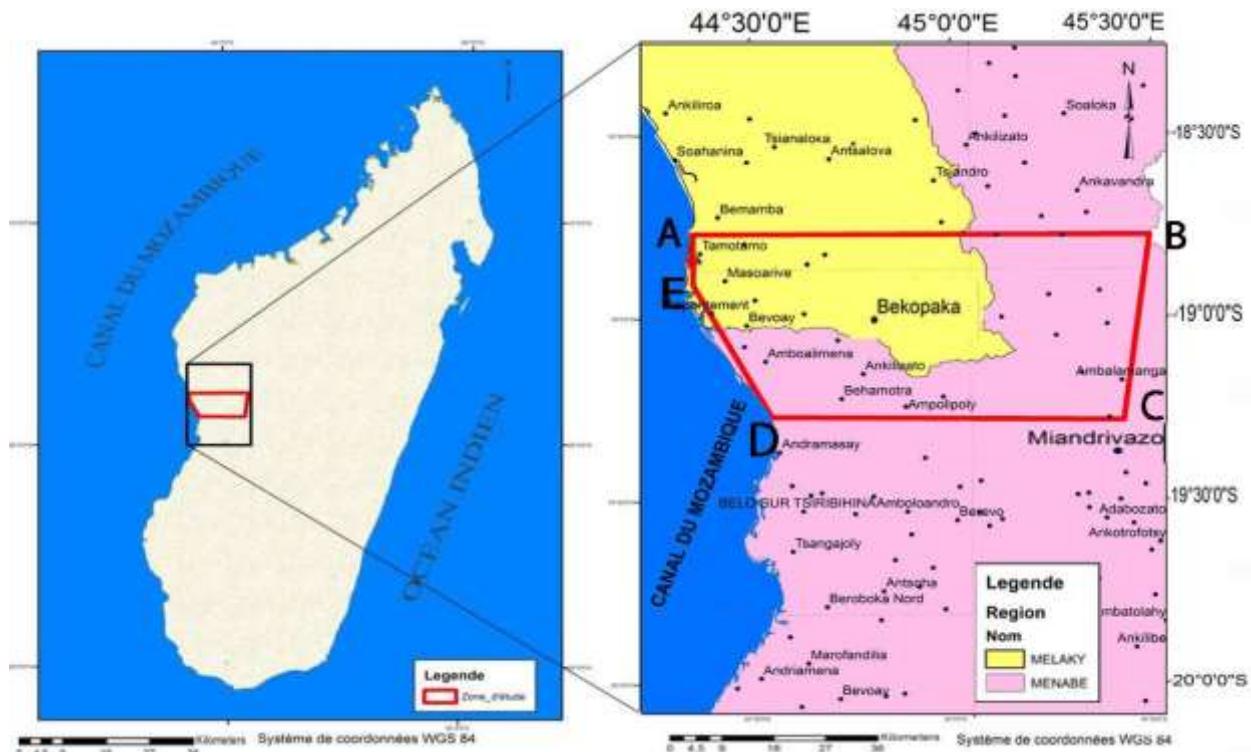


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude (source : BD GBD/OMNIS)

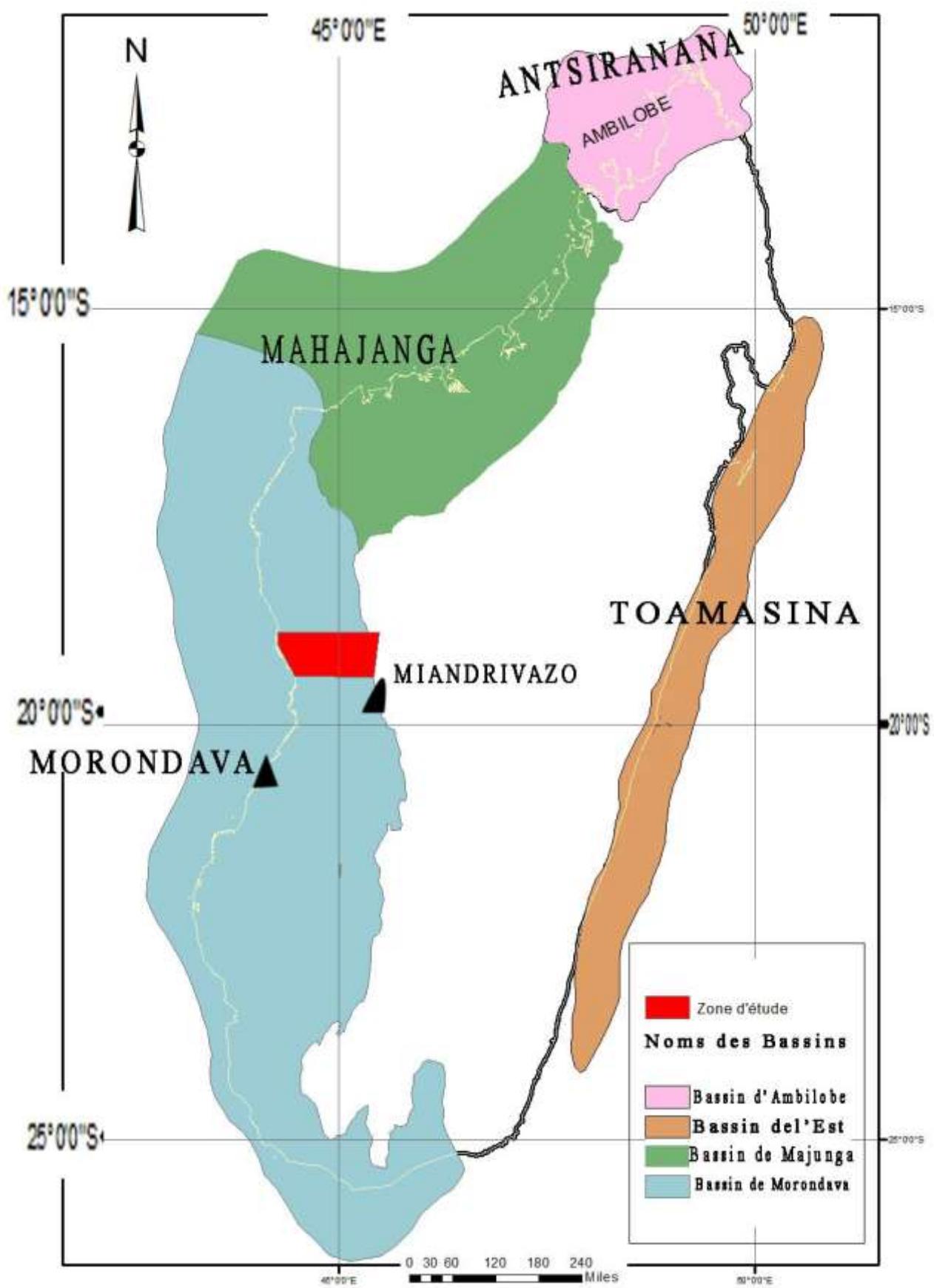


Figure 2:Les bassins sédimentaires de Madagascar (source : BD GBD/OMNIS)

I.1.2. Contexte géologique

I.1.2.1. Historique des bassins sédimentaires de Madagascar

L'histoire géologique de Madagascar est largement tributaire de sa position centrale au cœur du paléo-continent Gondwana avant son démembrément entre 180 et 60Ma. Le Gondwana est le supercontinent qui comprenait l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Antarctique, l'Inde, l'Australie. Les travaux de Besairie 1972 ont permis de confirmer que Madagascar était du paléo-continent Gondwana (*Figure 3*).

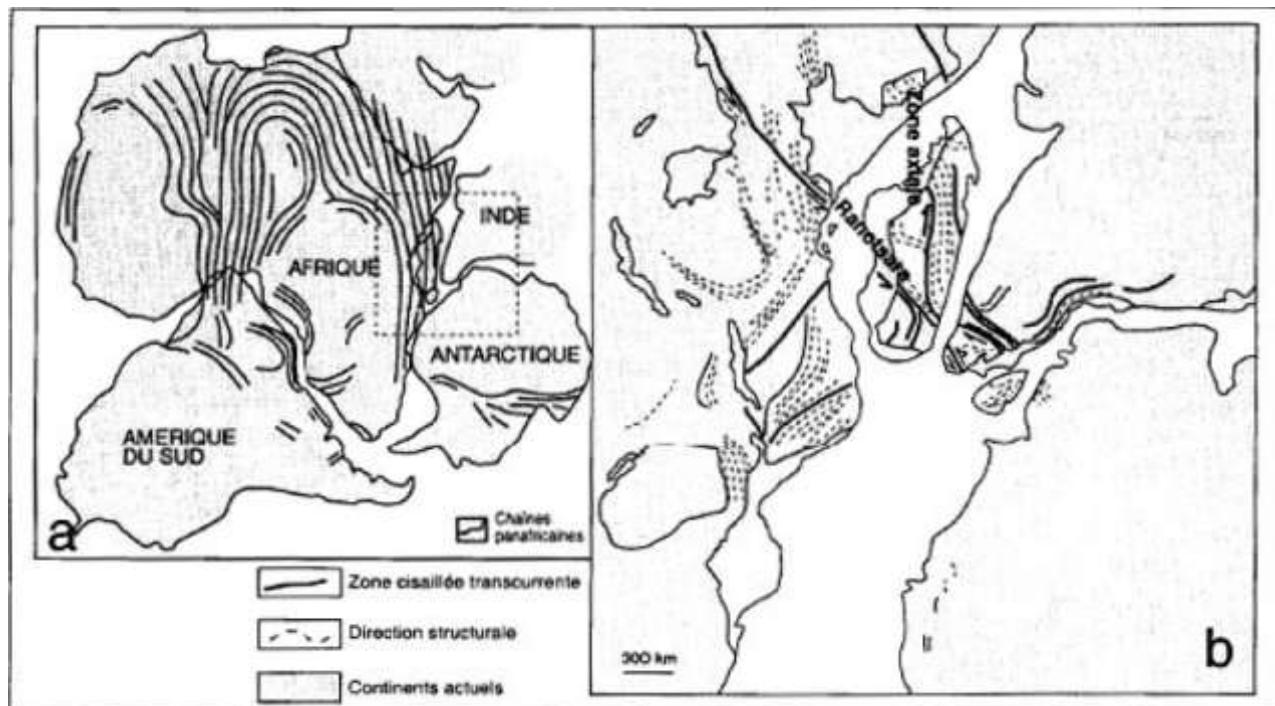


Figure 3 : Reconstitution du paléo-continent Gondwana à la fin du Protérozoïque, a) ensemble de Gondwana ; b) Madagascar et zone tampon périphérique

La mise en place des séries sédimentaires correspond à une phase de rifting, le « Rifting Karroo », phase initiale de la dislocation du Gondwana, dès le Carbonifère Supérieur et jusqu'au Jurassique Inférieur, à une phase de rupture et de dérive (ou drifting). A la suite de la rupture, trois bassins sédimentaires se sont formés à l'Ouest de Madagascar et les séries Karroo se déposent dans ces trois bassins, le bassin de Diégo au Nord, le bassin de Majunga au Nord-Ouest et le bassin de Morondava au Sud-Ouest. Au Jurassique Moyen, l'ouverture océanique se confirme avec des séries sédimentaires franchement marines et avec l'individualisation des bassins océaniques de la Somalie et du Mozambique.

➤ Rifting Madagascar-Afrique

Madagascar a dérivé du Nord-Ouest vers le Sud-Est le long d'une structure en coulistement qu'est la ride de Davie. Cette dérive a entraîné la formation du bassin océanique de la Somalie au Nord et du canal de Mozambique à l'Ouest.

Ces ouvertures ont été précédées par une période de dislocation du Gondwana, relativement longue pendant le Carbonifère Supérieur au Jurassique Inférieur.

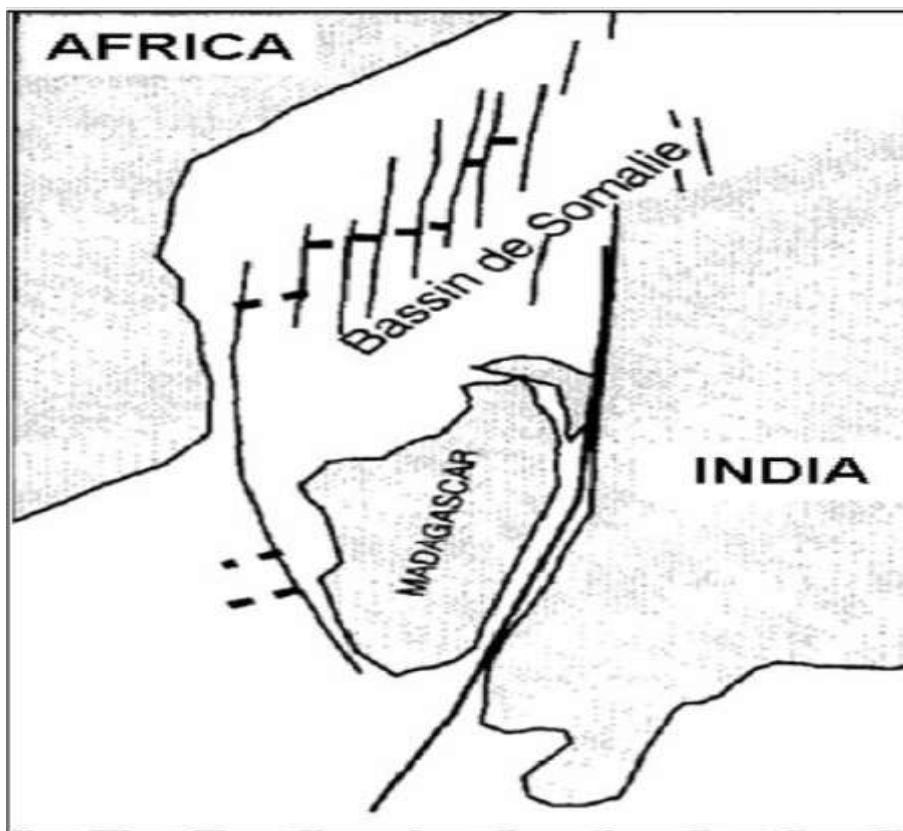


Figure 4 :Rifting Madagascar-Afrique

➤ Rifting Madagascar-Inde

Une deuxième cassure continentale fait son apparition à l'Est qui entraîne la séparation de l'Inde et de Madagascar.

Le développement de ces bassins est ensuite bloqué par l'initiation de « Rifting madagascar-Inde » au Crétacé Supérieur, marqué par l'ouverture du bassin Oriental le long de la côte occidentale par un important volcanisme intermédiaire à alcalin.

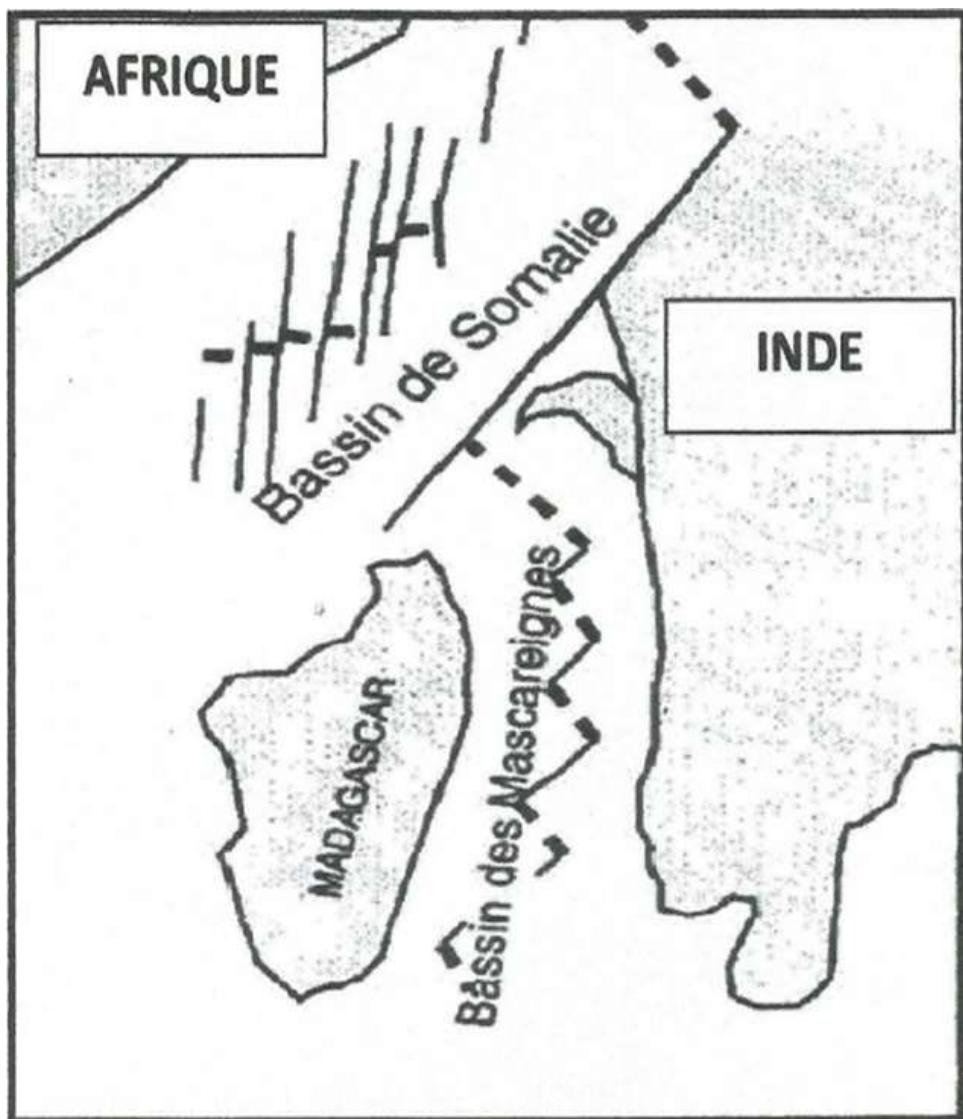


Figure 5 :Rifting Madagascar-Inde

Au Néogène, l'ensemble de l'Île a subi un basculement généralisé vers l'Ouest, avec l'activation d'anciennes failles subméridiennes en faille normale conduisant à l'individualisation de petits bassins d'effondrements (Lac Alaotra) isolés à sédimentation terrigène à lacustre dans la masse insulaire.

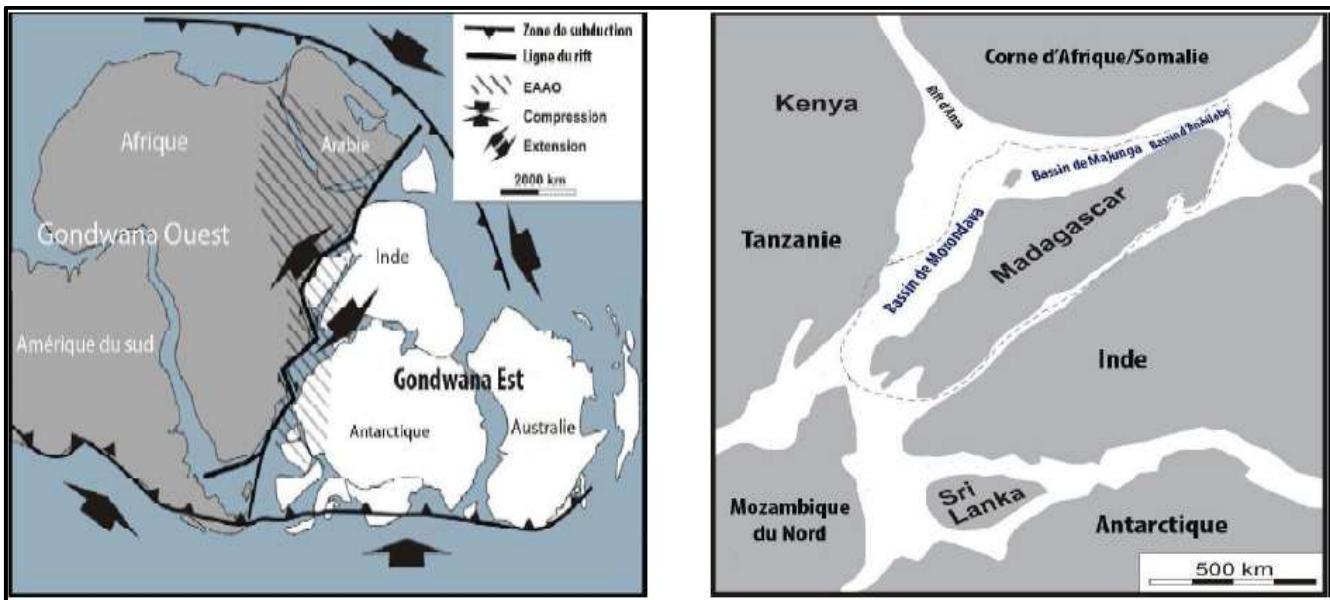


Figure 6 : Localisation des Bassins sédimentaires de Madagascar après la phase de rupture dans le Gondwana

I.1.2.2. Litho-stratigraphie des bassins sédimentaires

Les terrains sédimentaires malgaches couvrent le tiers de la superficie de l'île. Ils se répartissent dans quatre bassins : bassin de Diégo ou Ambilobe dans le Nord, bassin de Majunga dans le Nord-Ouest, bassin de Morondava à l'Ouest et mince bassin de la côte Est (*Figure 2*).

Les couches sont monoclinales à faible pendage vers l'Ouest, et elles sont hachées par des failles. Pour les trois bassins, les roches sont classées en deux systèmes : le Karroo et le Post-Karroo.

➤ Système Karroo

Allant du Carbonifère Supérieur au Jurassique Moyen, de dominance continentale, avec quelques intercalations marines. Le système Karroo comprend trois divisions et il est composé de bas en haut par les groupes Sakoa, Sakamena et Isalo.

- Groupe de la Sakoa du Carbonifère Supérieur au Permien Inférieur, localisé uniquement dans le bassin de Morondava.
- Groupe de la Sakamena du Permien Supérieur au Trias Inférieur ; le groupe de la Sakamena se dépose à la fin de l'ère primaire et au début de l'ère secondaire (Permien Supérieur, base du Trias). Ces formations sont continentales, mais localement il se produit des affaissements du sol qui permettent quelques transgressions marines de courte dur »e, d'où le Trias Inférieur qui apparaît transgressif par rapport au Permien Supérieur.
- Groupe de l'Isalo du Trias Supérieur au Lias ; L'Isalo se place à la base de l'ère secondaire (Trias) et monte plus ou moins haut dans le système Jurassique. Le groupe de l'Isalo est une formation continentale essentiellement gréseuse mais comportant des bancs d'argiles rouges. L'Isalo I est surtout gréseux. Les grès sont à grains grossiers.

- Il présente des stratifications entrecroisées témoignant une érosion intense. L'Isalo II est constitué de grès et d'argile. Les grains sont moins grossiers. Les coches d'argiles sont parfois puissantes.

En profondeur l'Isalo II continental passe vers le large à des faciès marins d'âge Liasique.

L'Isalo III correspond au Jurassique Moyen, est constitué d'une alternance de grès à stratification oblique et d'argile.

➤ Post-Karreo

Allant du Jurassique au Quaternaire, de dominance marine. Il commence au Jurassique Moyen par une discordance majeure et généralisée d'âge Bajocien.

- Jurassique ; le Post-Karreo débute au Jurassique Supérieur et se différencie de la série précédente par son caractère marin et ses faciès beaucoup plus diversifiés. Pendant le Jurassique Supérieur, une transgression marine généralisée s'étend sur toute la côte Ouest de Madagascar. Il se dépose alors des calcaires marneux, des marnes et des argiles. A cause des différentes variations de faciès, les formations sont divisées par les âges.
- Crétacé ; les couches Crétacé sont marquées par des faciès répétés et alternés de marnes, de grès calcaires et de grès. La base du Crétacé présente souvent un faciès marin analogue à celles du Jurassique Supérieur. Au Crétacé Supérieur, une transgression marine très importante s'avance sur la côte et y dépose des calcaires fossilifères et des marnes.
- Tertiaire ; il se divise en deux parties. La partie inférieure marine de l'Eocène au Miocène, formant de grands plateaux de calcaires riches en foraminifère. La partie supérieure correspond à une régression marine et il ne se dépose plus que des formations continentales de grès et d'argiles. Des manifestations volcaniques apparaissent de l'Oligocène jusqu'au Quaternaire.
- Quaternaire ; dans le Sud, le Quaternaire est marqué par trois transgressions qui ont laissé des dunes avec des activités volcaniques. Les roches volcaniques et intrusives sont marquées par l'épanchement des coulés basaltiques qui sont du crétacé Supérieur. Le phénomène de subsidence et de sédimentation résultent des failles dans l'unité stratigraphique. L'ensemble est ensuite affecté par des failles listriques dont la structure correspondante est caractéristique de la zone de Betsimba et du Menabe.

I.1.2.3. Géologie régionale

Le bassin de Morondava constitue la première grande unité sédimentaire des bassins sédimentaires de Madagascar. Il contient toutes les formations Karroo et Post-Karreo. Il s'étend sur 1000Km entre la dorsale du Cap Saint André au Nord et le Cap Sainte Marie au Sud dont la superficie totale est de 263735Km².

La zone d'étude est située dans la partie Nord du bassin sédimentaire de Morondava.

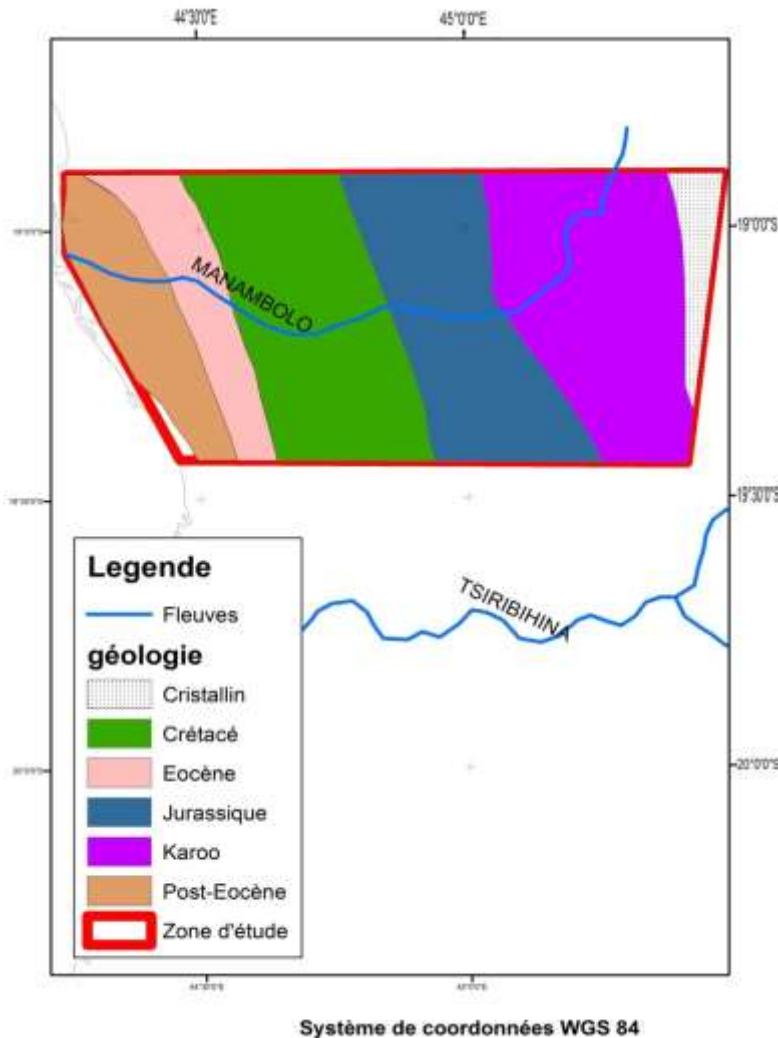


Figure 7 : Géologie de la zone d'étude (source : BD GBD/OMNIS)

Les formations sédimentaires dans le bassin de Morondava définissent deux séries fondamentalement distinctes : le Karroo et le Post-Karroo.

En surface, cette série présente une structure d'ensemble monoclinale vers l'Ouest, avec des pendages moyens à faibles (de l'ordre de cinq pour mille pour les calcaires marins Tertiaires et les formations sont généralement recouvertes d'une couche alluvionnaire récente, sablo-argileuse)

➤ Karroo

Le Karroo, essentiellement continental va du Carbonifère Supérieur au Lias, subdivisé en trois groupes caractérisés par :

- La Sakoa (Carbonifère Supérieur/Permien Inférieur)
- La Sakamena(Permien Supérieur/Trias Inférieur)
- L'Isalo (Trias Supérieur/Lias)

➤ Post-Karroo

Il débute au Jurassique Supérieur et est formé par des formations plus diversifiées comme :

- Le Crétacé Supérieur caractérisé par un épanchement de coulées basaltiques
- Le Miocène se caractérise par des calcaires
- Le Plio-Quaternaire montre des séries gréso-argileuses qui forment les plateaux de la zone côtière.

Les formations sont associées à des failles de direction différentes.

I.2. CADRE STRUCTURAL

I.2.1. Tectonique des bassins sédimentaires

Des différents accidents ont favorisé des mouvements verticaux de blocs engendrant ainsi une succession de horsts et grabens. Les lignes de failles, surtout dans le bassin de Morondava, reflètent souvent les limites paléogéographiques des différents groupes lithologiques ; quoique les séries de remplissage de ces fosses (ou grabens) débordent sur la précédente.

Les bassins sédimentaires de Madagascar sont des bassins structuraux. Au point de vue de la sédimentation, ils faisaient partie d'un seul bassin beaucoup plus grand.

L'analyse du schéma structural des bassins sédimentaires de l'Ouest malgache montre l'importance de la tectonique cassante. Les principaux accidents ont deux directions bien définies :

- Les failles « côte-Est » orientées NNE-SSO
- La faille « Bongolava-Ranotsara » orientée NNO-SSE

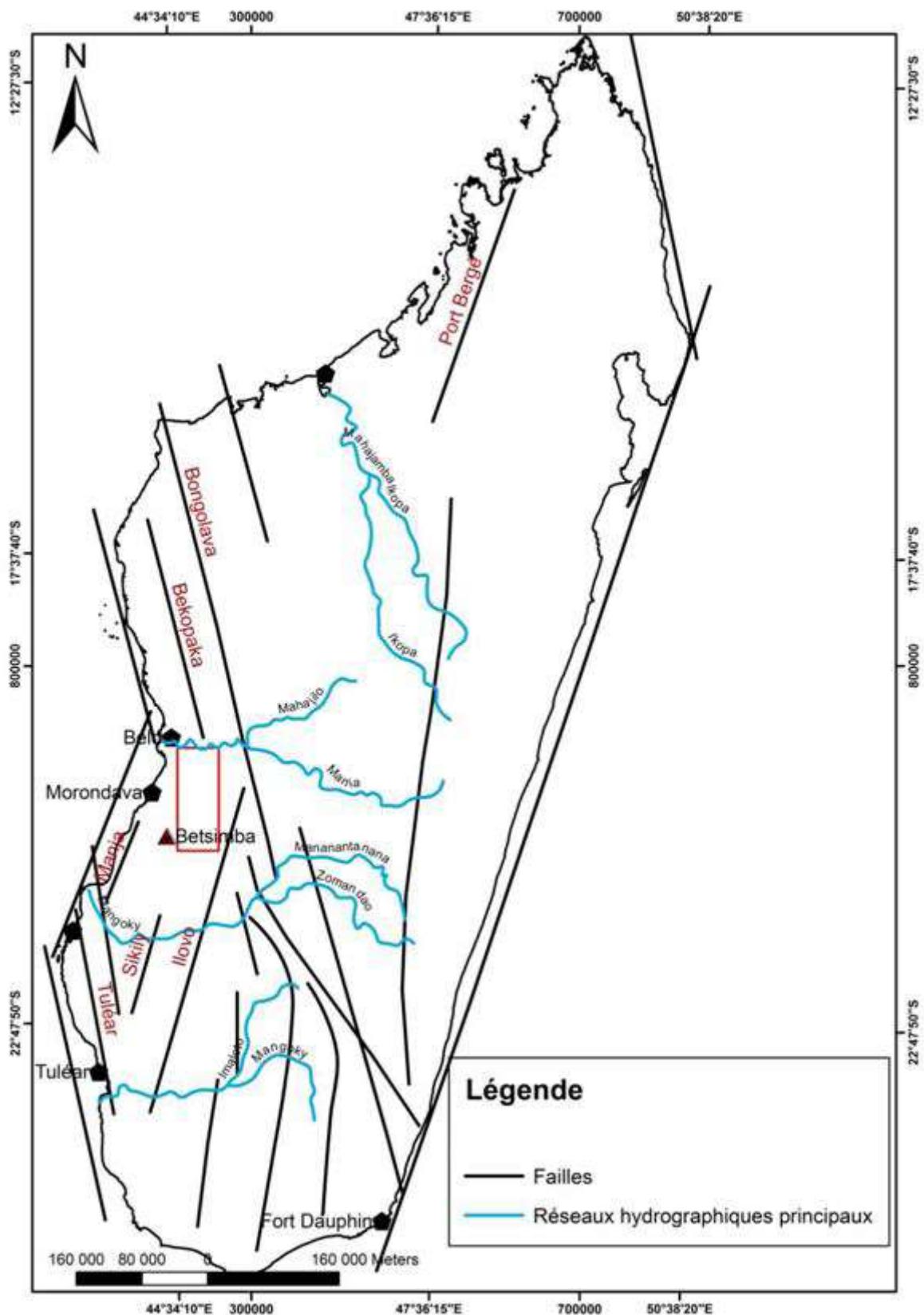


Figure 8 : Structure de l'ensemble des bassins sédimentaires de Madagascar

I.2.2. Tectonique du bassin de Morondava

Le bassin sédimentaire de Morondava est affecté par une tectonique essentiellement cassante. D'après Wallace et al., le bassin de Morondava est un graben mais les séries sont restées pratiquement tabulaires et définissent un monoclinale à faible pendage nord-Ouest.

Dans le bassin de Morondava, les failles se situent soit au contact du socle cristallin, soit dans le bassin. Ce sont principalement :

- La faille de Bongolava qui, dans la partie Nord du bassin, met en contact les formations inférieures du Karroo (la Sakoa et la Sakamena) avec le socle cristallin.
- La faille de bemaraha son équivalent dans le Sud du bassin est la faille de la Sikily.
- La faille de Bekopaka

Les travaux géologiques et géophysiques effectuées antérieurement éclairent la structure profonde du bassin de Morondava.

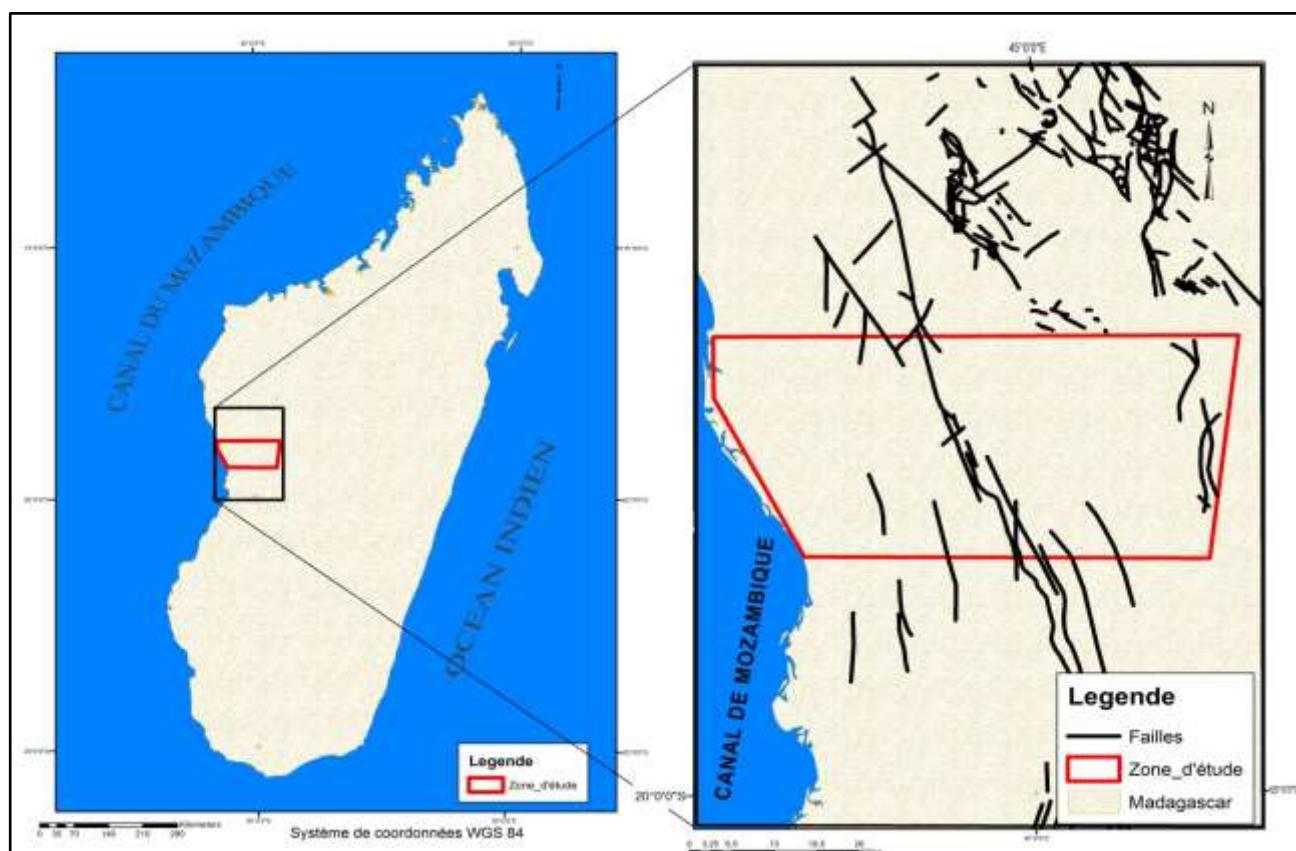


Figure 9 : Cadre structural de la zone d'étude (source :BD GBD/OMNIS)

- Karroo

Les pendages y sont très généralement faibles et dirigés vers l'Ouest. Dans la zone d'affleurement de l'Isalo aucun accident important n'est signalé. Les pendages deviennent plus importants vers le Bemaraha.

Les failles sont rares et ne sont connues qu'au contact sédimentaire socle et dans le couloir sakamenien. A la hauteur d'Andrafiabe cependant, le contact est normal.

➤ Post-Karroo

L'allure générale au niveau du Manambolo est toujours celle d'un monoclinal légèrement incliné vers l'Ouest. Les failles sont en général beaucoup moins importantes à ce parallèle que plus au Sud. Elles gardent la direction privilégiée NNW-SSE de la côte Ouest. Comme plus au Nord, il faut s'attendre à une zone subsidente à l'Ouest du système de failles de Bekopaka entraînant un changement des faciès calcaires du Bemaraha en faciès plus argileux. Le Crétacé est très peu affecté par les failles. Les venues filonniennes sont moins importantes qu'au Sud et au Nord. Il n'en est pas de même des filons recoupant le Bemaraha, ici beaucoup plus abondante qu'au Sud ou au Nord. C'est un argument de plus en faveur de la venue en plusieurs périodes assez éloignées des filons :

- Phase Post-Jurassique et Anté-Crétacé
- Phase Anté -cénomanienne
- Phase Post-Cénomanienne probablement contemporaine de la coulée d'Antsalova.

CHAPITRE II : SUPPORT ET BASES METHODOLOGIQUES

II.1. PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

La gravimétrie a pour objet la mesure de l'intensité de la pesanteur en un point donné, et elle exploite les résultats de cette mesure, effectuée en un grand nombre de stations. Une masse importante et profonde de roches basiques très dense, une remontée du substratum cristallin d'un bassin sédimentaire ou un anticlinal peu profond de calcaires compacts provoqueront, à des échelles différentes, des augmentations locales de la pesanteur. Au contraire, l'existence d'une grande épaisseur de grès et de marnes ou celle d'un dôme de sel se traduira par des diminutions locales de la pesanteur. Enfin, une faille à fort rejet séparant deux compartiments constitués par des terrains de densités différentes sera matérialisée par une anomalie alignée suivant cette faille.

II.1.1. Principe de la gravimétrie

Une variation de la densité du sous-sol induit une variation de la force d'attraction gravitationnelle, selon la figure suivante :

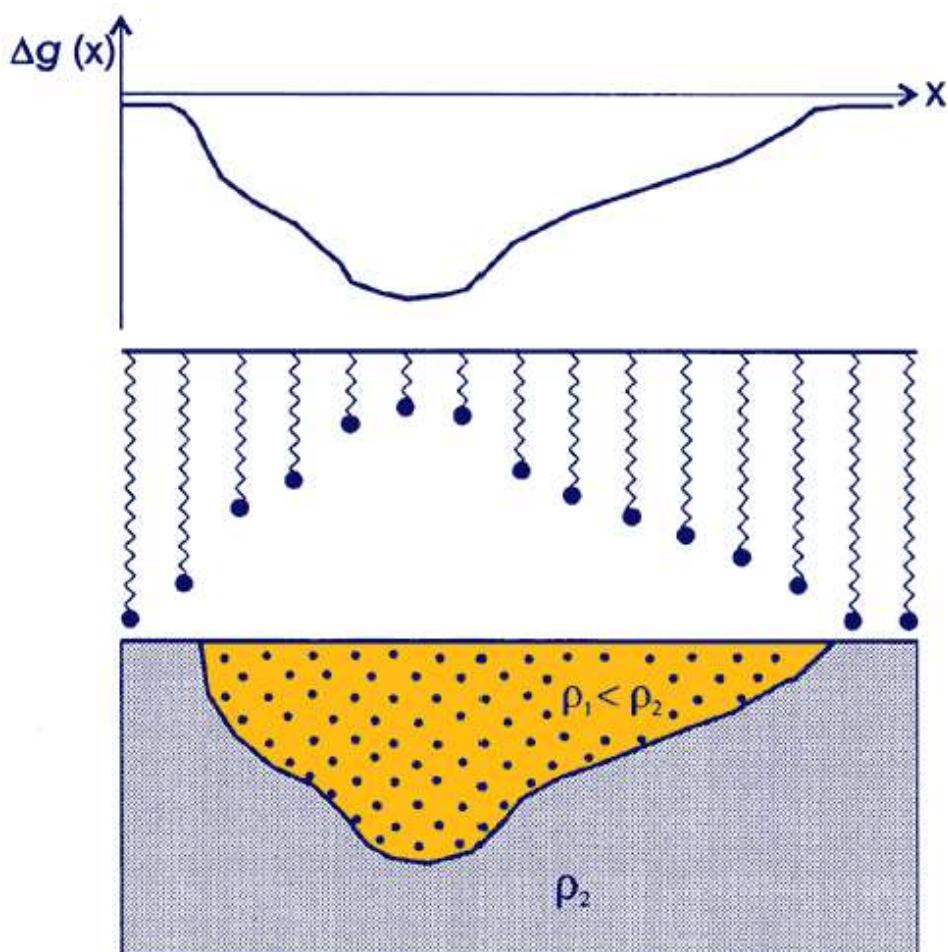


Figure 10 : Principe de la gravimétrie, montrant un contraste de densité ρ_1 et ρ_2

La méthode gravimétrique n'est pas spécifique ; seuls les contrastes de densité entre roches donnent lieu à des anomalies. Le sel, dont la densité est relativement faible, donnera des contrastes négatifs avec les roches sédimentaires usuelles ; une roche métamorphique, au contraire se manifestera au contact des mêmes roches par un contraste positif ; d'où en un contexte géologique donné, il y a probabilité de présence, soit d'une structure salifère, soit d'un bombement, d'une cuvette ou d'une faille du socle cristallin.

Tableau 2 : Densité de roches

Types de roches	Intervalle de densité [g/cm ³]	Densité moyenne [g/cm ³]
Basalte	2,7-3,3	2,99
Granite	2,5-2,81	2,64
Schistes	2,39-2,9	2,64
Marnes	2,3-2,5	2,4
Grès	2,2-2,5	2,35
Calcaires	2,5-2,7	2,55
Alluvions	1,9-2	1,95

On utilise surtout la gravimétrie dans les phases préliminaires de la prospection des hydrocarbures, dans le but d'avoir à peu près une idée des mouvements du socle cristallin ou de ceux d'une couche moins profonde, présentant un contraste suffisant avec les roches environnantes.

II.1.2. Les différents modes de levés gravimétriques

Grâce à l'amélioration des technologies instrumentales, plusieurs modes gravimétriques sont maintenant disponibles dont les levés gravimétriques terrestre, marine, aéroporté et satellitaire.

II.1.2.1 Levé gravimétrique terrestre

En fonction des buts recherchés (prospection pétrolière, minière ou pour le génie civil, mesures associées au niveling), de la topographie et des facilités de déplacement, l'espacement des mesures peut être très variable : de moins de 100 m en zone urbaine pour l'identification de fontis ou d'anciennes carrières, à quelques kilomètres pour des études de grande reconnaissance. La mesure elle-même est assez rapide, inférieure 10 minutes, et il est possible de mesurer une cinquantaine de points distants de quelques centaines de mètres ou quelques kilomètres par jour. Si l'on désire effectuer un levé gravimétrique précis pour une application géophysique, on doit l'associer à un levé précis de niveling. Si on se contente d'utiliser un altimètre, basé sur le principe du baromètre, la précision de l'altitude ne sera au mieux que dans 5 m, avec en conséquence une anomalie dont la précision ne sera pas meilleure que 2 milligals.

II.1.2.2. Levé gravimétrique en mer

Le principe de fonctionnement des gravimètres marins n'est pas très différent des gravimètres utilisés à terre, sauf dans le cas du gravimètre Bell (la masse est placée entre deux aimants permanents, la position d'équilibre est produite par une force électromagnétique induite dans la bobine fixée sur la masse). Les gravimètres pour les mesures au fond de la mer, sur la plateforme continentale (ils ont été testés jusqu'à 900 m de profondeur), utilisent des gravimètres terrestres inclus dans une sphère étanche, résistant à la pression, avec un système de nivellation automatique et une commande à distance de gravimètre.

Pour les gravimètres embarqués, les mesures se faisant en continu pendant la marche du navire, on a dû développer des plates-formes stabilisées par des gyroscopes pour réduire l'effet des accélérations parasites dues notamment au tangage et au roulis du bateau. Mais le mouvement de la plate-forme par rapport à la Terre induit d'une part une accélération centripète (la Terre étant supposée fixe) et une accélération de Coriolis (due à la rotation de la Terre). Les composantes verticales de ces accélérations inertielles perturbent la mesure de l'intensité de la pesanteur et constituent l'effet d'Eötvös.

II.1.2.3. Levé gravimétrique aéroporté

Depuis quelques années, des gravimètres ont été embarqués en avion, installés sur une plateforme stabilisée. La connaissance de la trajectoire de l'avion est, du fait de la vitesse bien plus grande que dans le cas d'un navire, beaucoup plus critique. Le positionnement en 3 dimensions de l'avion étant effectué de manière très précise par technique GPS différentielle (en déployant un réseau de balises au sol) il est possible de restituer la gravité au sol avec une précision de 2 à 10 mgals à une résolution qui dépend de l'altitude de l'avion et de la distance moyenne entre les lignes de vol successives. De telles campagnes ont été effectuées avec succès, par exemple sur le Groënland, la Suisse, et les alpes françaises.

II.1.2.4. Mesure de la gravimétrie par satellite

Les anomalies de petite et moyenne étendue sont détectables facilement à l'aide d'un gravimètre, mais les anomalies globales, à l'échelle d'un pays, d'un continent ou d'un Océan, sont beaucoup plus difficiles à appréhender de cette manière, non seulement parce que les mesures classiques, dites de terrain, prennent beaucoup de temps à cette échelle et peuvent être difficiles du point de vue accessibilité, mais aussi à cause de la difficulté que l'on rencontre à séparer ces variations étendues de fluctuations à plus courte échelle et des dérives instrumentales ; de ce fait, celle-ci rendent presque impossible l'utilisation des gravimètres à ce type de détermination, en particulier en mer.

Heureusement, les satellites artificiels ont apporté une solution à la mesure globale et régionale des variations du champ de gravité, définie comme étant le champ d'attraction dû à la partie gravitationnelle.

L'étude du champ de gravité terrestre (qui dérive du potentiel de gravitation, appelé géopotentiel) à partir des satellites artificiels est un domaine pluridisciplinaire, incluant des méthodes de mécanique céleste, de géodésie spatiale et de géophysique. Le problème de variations du géopotentiel, mais aussi par de nombreuses autres causes : attraction de la Lune et du Soleil ; attraction résultant des marées océaniques ainsi que des déformations de marées solides de la Terre (considérée comme corps élastique déformé dans son ensemble par la Lune et le Soleil). D'autres forces, d'origine non gravitationnelle, doivent être prises en compte : la force de frottement que le satellite subit presque continuellement et due à la haute atmosphère qui, bien que très tenue, n'en exerce pas moins un effet non négligeable même à des altitudes supérieures à 2000 km ; la force due aux radiations émises par le Soleil qui exercent une pression sur la surface exposée du satellite. Le problème de géodésie spatiale est la comparaison du mouvement décrit par les équations de la mécanique céleste avec la position observée du satellite, afin d'en déduire les divers paramètres de gravitation ou autres, qui entrent dans les équations précitées et qui permettent de décrire les forces en présence.

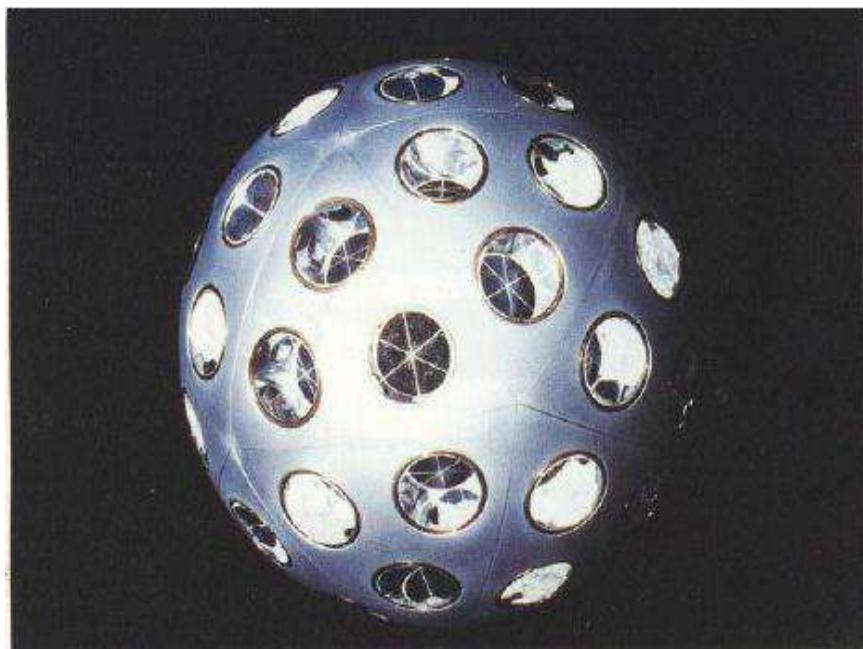


Figure 11 : Le satellite STARLETTE lancé par le Centre national d'études spatiales en Février 1975

II.1.3. Traitement des données gravimétriques

II.1.3.1. L'anomalie de Bouguer

L'anomalie de Bouguer notée Δg_B , est l'anomalie du champ gravitationnel mesurée plus ou moins toutes les corrections. Les anomalies de Bouguer sont représentatives des anomalies de densité dans le sous-sol.

$$\Delta g_B = \Delta g_{\text{mesuré}} \pm \Sigma \text{corrections}$$

L'anomalie de Bouguer peut provenir de plusieurs niveaux :

- A grande profondeur, comme la variation du socle métamorphique ou cristallin
- A profondeur moyenne, comme la présence d'une lentille de sel dans une colonne sédimentaire
- A faible profondeur, comme la variation de l'épaisseur du mort-terrain

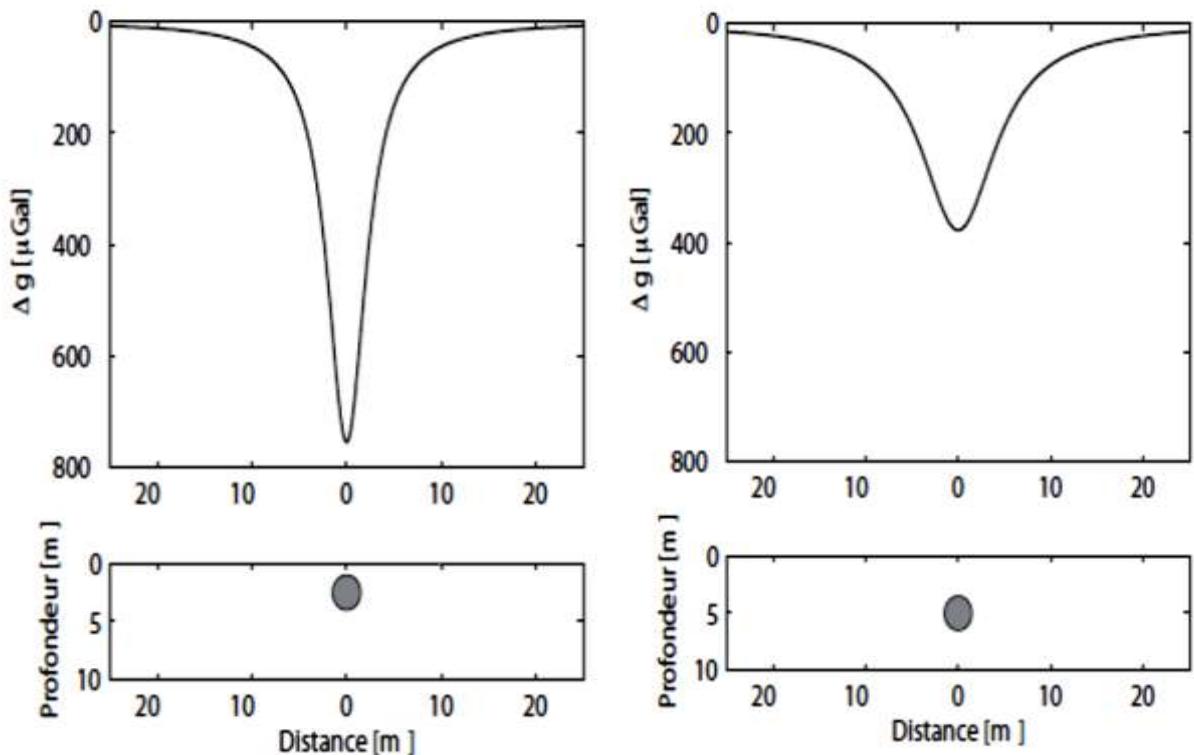


Figure 12 : Variation de l'anomalie suivant la profondeur

II.1.3.2. Corrections

Il faut au préalable corriger les valeurs mesurées de l'ensemble des causes extérieures qui influencent la mesure, telles la dérive, l'altitude, le plateau, le relief. Afin d'effectuer ces corrections, nous devons aussi effectuer des mesures topographiques précises (localisation et altitude relatives des points de mesures) à l'aide de niveaux et de théodolites.

Cinq corrections sont à effectuer :

- a) Correction de dérive : elle comprend la dérive instrumentale liée à la qualité du ressort (puisque la raideur du ressort n'est pas une constante absolue) et la dérive causée par les marées.
- b) Correction de latitude : il faut effectivement faire cette correction puisque l'intensité de la pesanteur varie en fonction de la latitude pour deux raisons :
 - o L'aplatissement de la Terre : le rayon au pôle étant plus petit, nous sommes donc plus près et donc plus attirés
 - o L'effet de rotation de la Terre : à l'équateur l'attraction est plus forte vers l'extérieur.
- c) Correction d'altitude : on mesure une altitude sur le terrain et on la compare à une station de référence. La correction d'altitude montre que lorsqu'on s'élève d'un mètre, la pesanteur diminue de 0,3 mgal.
- d) Correction de plateau : il faut enlever l'effet des terrains.

Ces deux dernières corrections regroupées (altitude et plateau) constituent la correction de Bouguer.

- e) Correction de terrain : enlever l'effet des reliefs avoisinants (relief ou topographie).

II.1.4. Interprétation des données gravimétriques

L'interprétation gravimétrique repose sur le choix de modèles représentatifs en première approximation des structures géologiques généralement rencontrées. On étudie ainsi un certain nombre de problèmes géologiques qui peuvent être résolus par la gravimétrie et les approximations effectuées. A cause de l'impossibilité de mesurer les propriétés physiques des roches sous la surface, l'interprétation des données gravimétriques est plutôt théorique. Dans le cas général, le but des mesures est de connaître la forme d'une discontinuité supposée de la densité moyenne à partir des mesures de « g » en surface, en se donnant le contraste de densité. Très souvent plusieurs interprétations sont faites à partir d'une même série de données, en faisant varier le contraste de densité. Puisque toutes ces solutions sont correctes tant que l'on considère uniquement les données géophysiques, on pourra ultérieurement choisir celle qui s'accorde le mieux avec les données géologiques.

Les cartes d'anomalies de Bouguer sont les résultats de la superposition des effets de structures géologiques situées à des profondeurs grandes, moyennes et superficielles ; Cette carte renferme également des informations sur les discontinuités présentes dans le sous-sol. Lors de l'analyse, pour associer les anomalies observées à des structures particulières, plusieurs considérations seront prises en compte. Les anomalies positives sont associées soit à des intrusions de roches lourdes dans la croûte, soit à un relèvement du socle, soit à des roches sédimentaires denses. Les anomalies négatives sont associées soit à des dépôts des roches légères dans la croûte, soit à un épaississement de la croûte, soit à un effondrement du socle.

Les anomalies représentées par des iso-anomales fermées, chaque courbe iso-valeur dessinant une figure proche d'un cercle, sont caractéristiques des anomalies tridimensionnelles, sphériques. Ce modèle convient à l'étude des dômes, cuvettes et amas. Les anomalies représentées par des iso-anomales dessinant grossièrement des ellipses sont caractéristiques des structures cylindriques ; ce modèle convient à l'étude des structures synclinale et anticlinale, filons et galeries.

II.2. ETUDES ANTERIEURES DANS LA ZONE D'ETUDE

II.2.1. Campagnes gravimétriques

La SPM a effectué des études gravimétriques de reconnaissance dans le bassin sédimentaire de Morondava entre 1954 et 1965. L'ORSTOM a effectué également une étude gravimétrique de Madagascar en 1974.

II.2.2. Appareils utilisés

Le gravimètre « North American n°73 a été le plus utilisé dans les mesures. Le North American n°165, ainsi que le « Worden n°309 » type Master n° 660 puis 600 n'ont servi qu'épisodiquement au cours des itinéraires faites à pied.

Les appareils utilisés pour la détermination des altitudes par nivellement barométrique étaient des altimètres « Wallas&Tiernan ».



Figure 14 : Gravimètre Worden n°309



Figure 13 : Altimètre Wallas&Tiernan



Figure 15 : Gravimètre North American

II.2.3. Traitements et inventaires des données

➤ Choix de densité

La correction de Bouguer est la somme des corrections à l'air libre, de plateau et de relief. Les deux premières corrections se réduisent à la 2,67 choisi comme densité de plateau. Donc l'imprécision sur la détermination de l'altitude qui réglera l'importance de l'erreur sur ces corrections. On adopte les mesures à la valeur classique $d = 2,67$. Pour cette valeur que les anomalies de Bouguer dépendent le moins du relief. Si cette valeur convient bien aux régions cristallines, elle est trop forte pour la partie occidentale qui est couverte de formation sédimentaire. En vue d'obtenir une carte homogène nous avons calculé avec la densité 2,67 les résultats fournis par la SPM. Mais effectivement, les résultats des levés de cette région qui nous ont été communiqués par la SPM étaient calculés avec des densités voisines de 2,0.

➤ Précision des résultats

Le premier document établi à partir des résultats des mesures est cartographié en « anomalies de Bouguer» à 1/100000e.

L'anomalie de Bouguer peut se définir par:

$$B = G - (G_0 - Cz - T)$$

Où :

G : valeur observée de la pesanteur corrigée des erreurs instrumentales (dérive) et des effets luni-solaire; elle dépend de la valeur de la pesanteur choisie au point de départ du réseau de mesures,

G_0 : valeur théorique de la pesanteur au point de l'ellipsoïde de référence correspondant à la station,

Cz : correction de Bouguer fonction de l'altitude de la station et de la densité choisie des terrains,

T : correction de relief qui tient compte des variations de la topographique autour de la station.

Cette définition permet de considérer l'anomalie de Bouguer comme étant la différence de deux quantités: la première n'est autre que la mesure faite à la station, la seconde est la valeur de pesanteur au même point d'un modèle obtenu en superposant à l'ellipsoïde la topographie affectée d'une densité constante. L'anomalie de Bouguer est donc l'influence gravimétrique des différences qui existent entre la Terre réelle et le modèle.

La précision sur les mesures gravimétriques dépend des erreurs possibles que l'on peut réaliser sur les différents termes.

Donc finalement, on peut estimer que l'erreur totale sur le calcul d'anomalie de Bouguer en un point peut atteindre 5 mgal. Cette limite de l'erreur est calculée comme étant la somme de toutes les erreurs dans les plus mauvaises conditions, et on peut penser raisonnablement, qu'en générale, l'erreur sera bien inférieure à ce nombre.

II.3. PROSPECTION SISMIQUE

II.3.1. Description

Pour bien situer le contexte de cette étude, il convient de rappeler les principales étapes de la prospection sismique. L'objectif est de réaliser une image du sous-sol afin d'en représenter les structures et les caractéristiques avec le plus de précision possible. Pour cela, les ondes acoustiques et élastiques constituent un outil privilégié qui permet d'obtenir des informations sur le sous-sol jusqu'à des profondeurs de 10 km et plus. Le principe est celui de l'échographie. La première étape consiste donc à "éclairer" le sous-sol en y envoyant des ondes de la surface ou de la proche-surface à l'aide de sources généralement artificielles (camion vibrateur, dynamite). Les ondes qui partent vers la profondeur sont les ondes de volume. Ces ondes se propagent dans les couches du sous-sol avec des vitesses qui varient pour chaque milieu et se réfléchissent sur les différentes interfaces rencontrées. Celles qui reviennent vers la surface sont porteuses d'informations caractéristiques du trajet effectué, liées en particulier à leur temps d'arrivée. Des récepteurs en surface permettent d'enregistrer les mouvements du sol provoqués par ces ondes et le travail consiste ensuite à retrouver dans ces enregistrements les propriétés du sous-sol qui y sont cachées. Cette étape qui regroupe l'émission, la propagation et la réception est appelée "acquisition ". L'étape suivante appelée aussi "prétraitement" comporte elle aussi différentes phases. Nous ne mentionnerons que les principales. Dans un premier temps un " nettoyage" des données est effectué.

On va par exemple filtrer le bruit ambiant, c'est à dire tous les phénomènes extérieurs qui induisent une réponse des récepteurs non liée à la propagation des ondes d'intérêts. Certaines ondes, comme les ondes de surface, sont émises par le dispositif lui-même et doivent aussi être filtrées. Des corrections d'amplitudes sont également effectuées.

Une phase importante est l'analyse des vitesses qui permet d'avoir une estimation de la vitesse des ondes en fonction des temps d'arrivées. La phase dite de "correction des statiques" permet de compenser les aléas de la proche surface qui sont à l'origine de modifications des temps d'arrivées. Il s'agit principalement des variations d'altitudes des sources ou des récepteurs ; paramètres que l'on peut aisément connaître mais aussi des fortes variations de vitesses dans la proche surface.

Vient ensuite la phase de sommation (ou stack). Si l'on considère un point M à une interface du sous-sol, il est possible d'imager ce point en plaçant une source S à sa verticale et en enregistrant en R le signal réfléchi à l'interface. En général, si l'opération est effectuée une seule fois, l'énergie est insuffisante. On peut répéter l'opération plusieurs fois et sommer les enregistrements ou traces mais cela prend du temps. Il vaut mieux considérer que pour une émission de signal donnée, de nombreux récepteurs enregistrent la réponse du sol à différents emplacements. Ainsi, le point M peut être imaginé par les couples source-récepteur (S1;R1) ou (S2;R2). On notera qu'en raison de la distance source-récepteur (ou offset) qui n'est plus nulle, les trajets sont plus longs. Mais ces variations de temps de trajet peuvent être corrigées grâce à la connaissance de l'offset et de la vitesse du milieu. L'offset x_1 dans le cas du couple source-récepteur (S1;R1) est mesuré à la surface et la vitesse est connue grâce à l'analyse de vitesse précédente. Après correction de ces différences de temps de trajet, on peut sommer les traces pour obtenir un meilleur signal. La collection de traces à offset nul ainsi sommées permet d'obtenir une première coupe sismique.

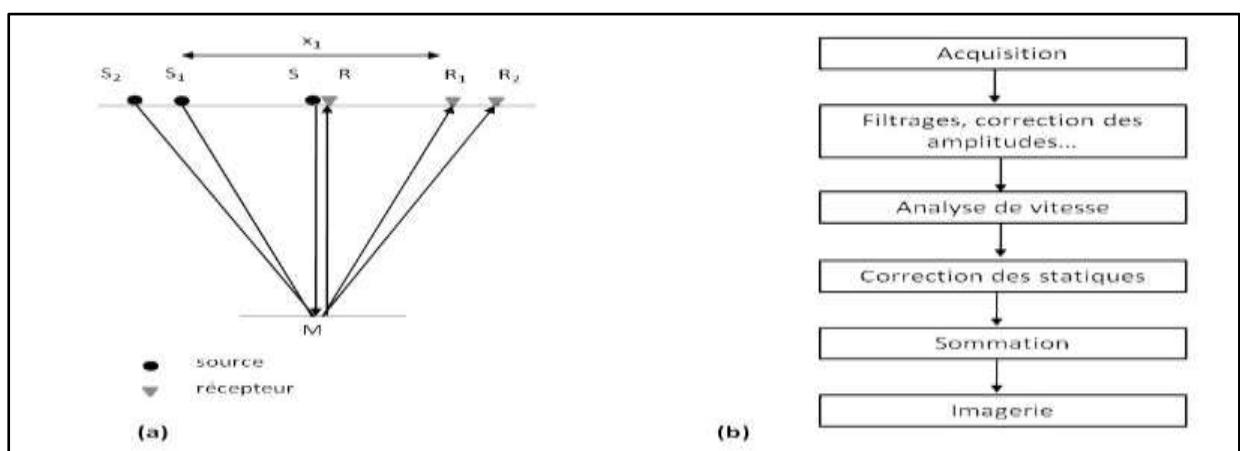


Figure 16 : (a) Image par sommation (b) Principales étapes de la sismique réflexion (modifié d'après [Mari et al.2001])

Toutes les étapes évoquées sont résumées figure 16(b). Certaines comportent des opérations complémentaires que nous n'avons pas citées et peuvent être itérées pour améliorer les résultats.

[Yilmaz 1987, Mari et al. 2001] par exemple, exposent avec bien plus de détails ces étapes. L'imagerie permet de retrouver une section en impédance acoustique. En premier lieu, l'inversion tomographique permet d'obtenir un modèle de vitesse lissé. L'étape de migration permet de passer d'une section sismique sommée (à offset nul) à une section qui rend compte des structures géologiques. Cette opération permet principalement de corriger les temps d'arrivées en cas de pendage et d'enlever les hyperboles de diffractions. La section migrée peut-être présentée en fonction du temps ou de la profondeur (on parlera de migration en temps ou en profondeur).

II.3.2. Sismique réflexion

La sismique réflexion est une des techniques d'exploration et d'imagerie du sous-sol à l'aide d'ondes acoustiques et élastiques. Son origine remonte à plus d'un siècle. Une onde est envoyée dans le sous-sol et une série de récepteurs enregistre la réponse du sol à cette onde. L'acquisition de ces signaux et leur traitement permet de construire des images représentatives des particularités du sous-sol. On va ainsi pouvoir détecter différentes couches dans le sous-sol en particulier grâce à la différence de vitesse d'une couche à l'autre.

En effet, d'après la loi de Descartes, une onde arrivant à une interface séparant deux milieux de vitesses différentes va se partager en une onde transmise et une onde réfléchie ou réfractée. Ce sont ces différentes réflexions remontant vers la surface et enregistrées par les récepteurs qui permettent d'imager le milieu. En général, l'onde est générée par des dispositifs vibrants déployés sur le terrain. Il s'agit principalement de camions vibrateurs ou d'explosifs. Plus rarement, on utilisera une masse projetée sur le sol ou qu'on laissera chuter. Des techniques plus récentes permettent aussi d'utiliser le bruit ambiant sous certaines conditions.

La figure 17 représente une synthèse d'un cas simplifié. Une source émet au point S une onde sphérique. Cette onde se propage dans toutes les directions dans la première couche du sol à la vitesse V_1 . On peut représenter par une sèche noire certains trajets ou rais de l'onde. Par exemple, le premier trajet remarquable est celui le long de la surface selon la direction SC.

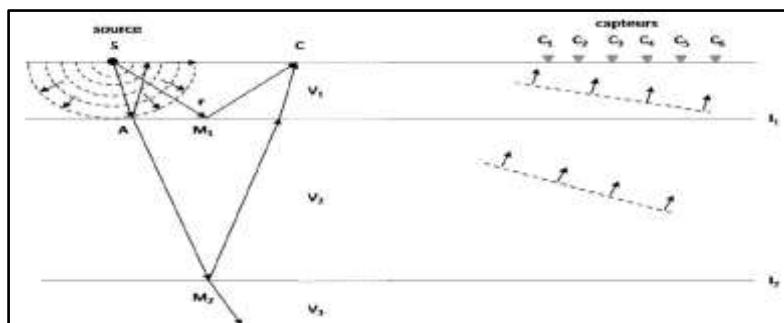


Figure 17 : Sismique réflexion. (S) Source ponctuelle émettant des ondes dans un milieu à 3 couches. (V_1 à V_3) Vitesses des trois couches représentées. (C) récepteur distant de quelques longueurs d'ondes de S. Demi-cercles en pointillés : fronts d'ondes sphériques. A plus grande distance (ligne pointillée), le front d'onde devient plan. (I1) et (I2) Interfaces entre deux couches.

II.3.3. Notion d'interprétation sismique par analyse de faciès sismiques

L'analyse des faciès sismiques consiste en l'étude de tous les paramètres et surtout des configurations des réflexions internes qui caractérisent une séquence sismique.

Elle a pour but l'interprétation des configurations réflexions en termes de lithologie, énergie de dépôt. Les paramètres analysés sont :

- L'amplitude : forte à faible
- La fréquence : haute à basse
- La continuité : bonne, moyenne, passable, médiocre, discontinue...
- Configuration interne des unités de faciès:

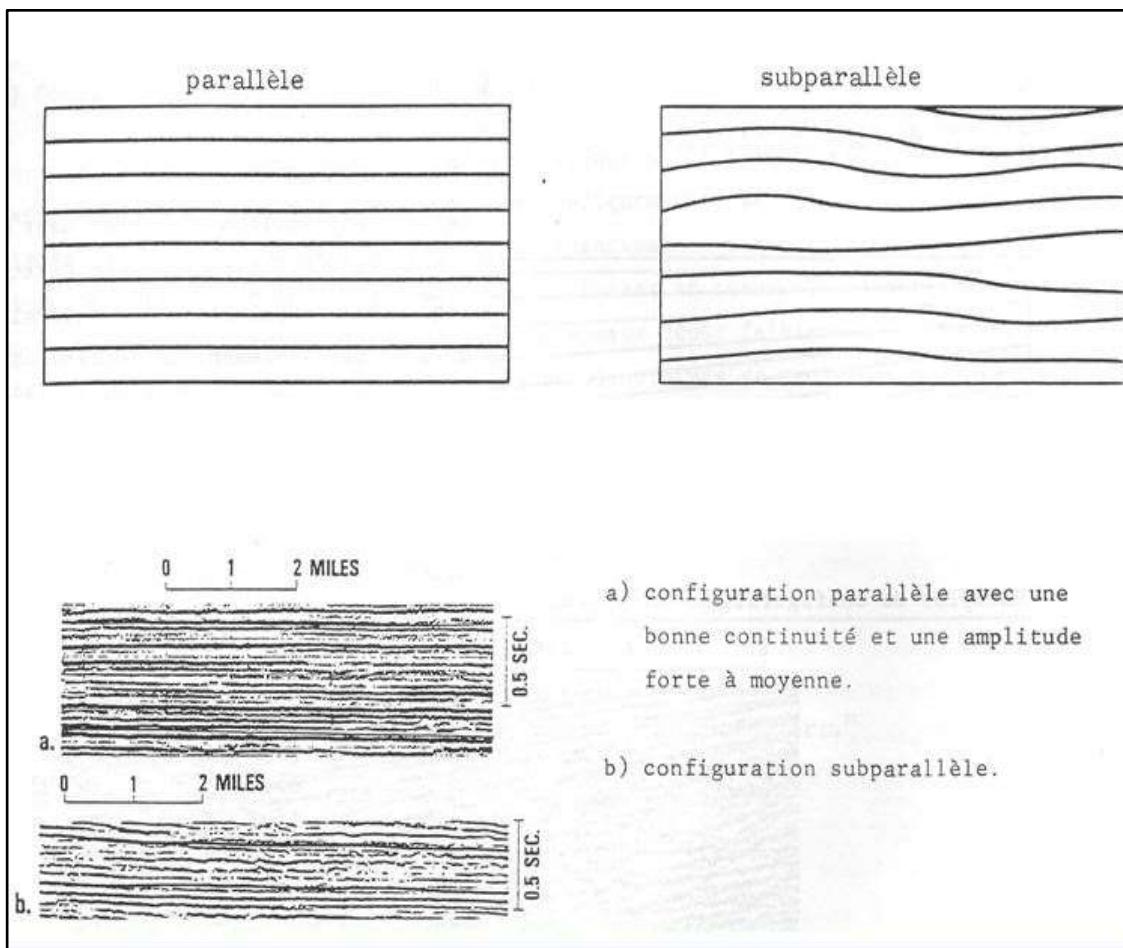


Figure 18 : Représentation schématique et exemple de configuration interne des unités de faciès sismiques

Configuration de progradation : sédimentation se développant plus latéralement que verticalement.

a) Configuration sigmoïde

- Assez faible apport de sédiments
- Elévation relative au niveau marin
- Dépôt dans un environnement d'énergie relativement basse

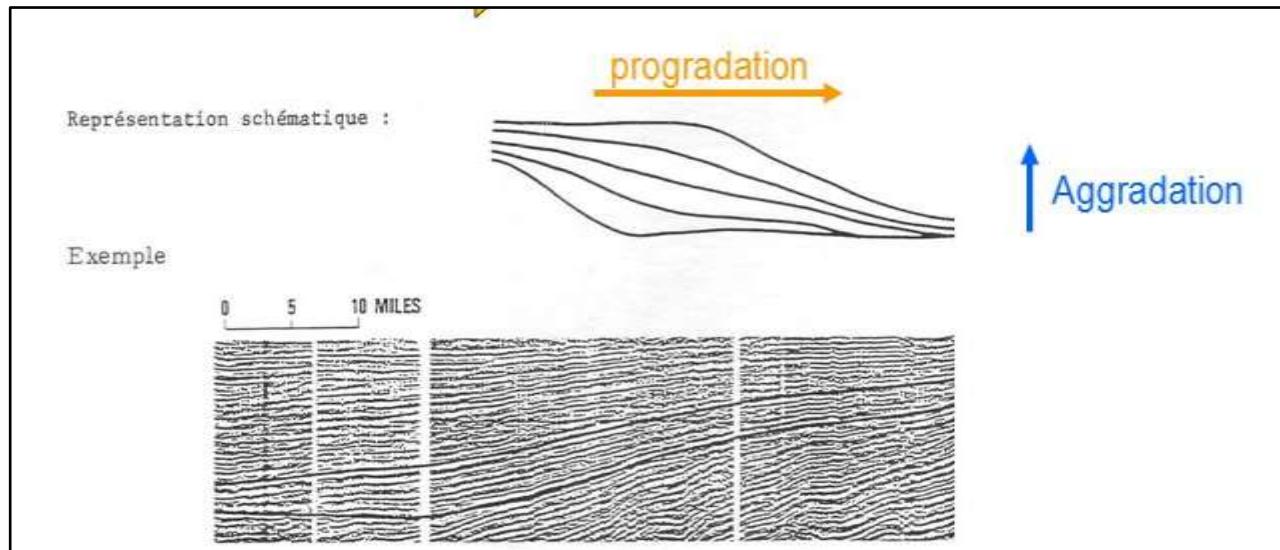


Figure 19 : Représentation schématique et exemple de configuration sigmoïde

b) Configuration oblique

- Obliquité des strates
- Tangentielle : concavité dirigé vers le haut dans le foreset
- Parallèle foreset parallèle fortement pentés
- Dépôt dans un environnement d'assez haute énergie

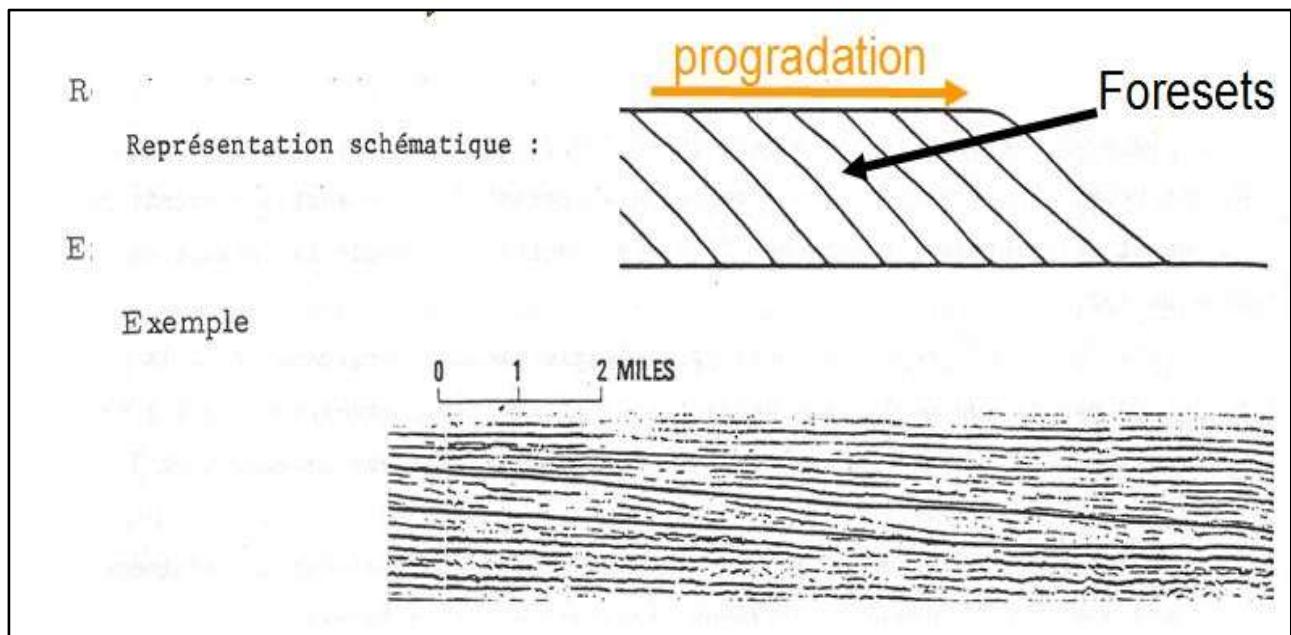


Figure 20 : Représentation schématique et exemple de configuration oblique parallèle

c) Configuration complexe sigmoïde-oblique : alternance des caractères précédents

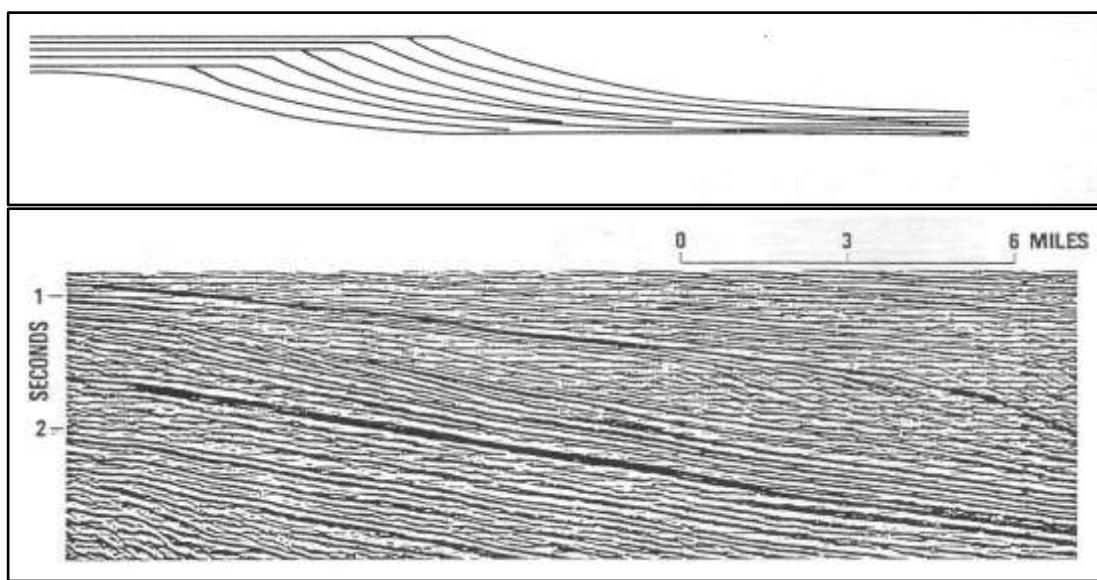


Figure 21 : Représentation schématique et exemple de configuration complexe sigmoïde-oblique

Configuration en bosse et creux (hummocky) : States formant des petits lobes de progradation inter digités construits en eau peu profonde dans une position inter ou pro deltaïque.

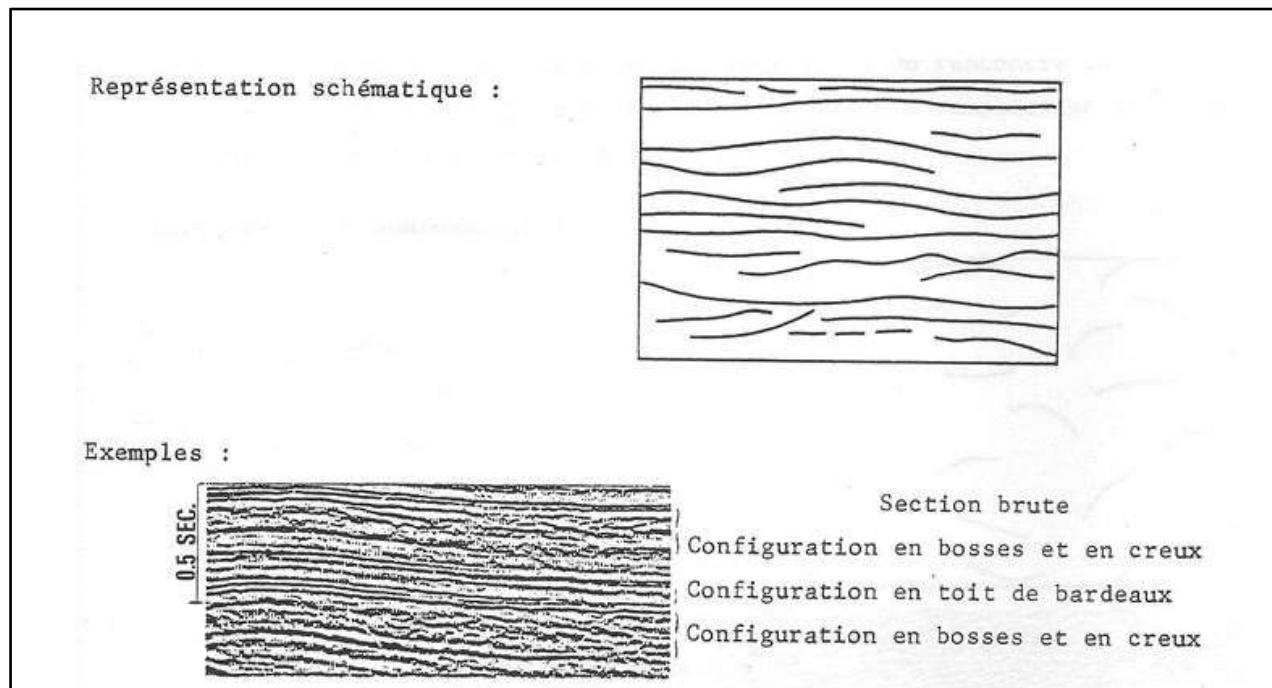


Figure 22 : Représentation schématique et exemple de configuration hummocky

Configuration chaotique : caractérisée par des réflexions discontinues et discordantes rencontrées dans des structures de glissement, structures de remplissage des canyons ou de chenaux et aussi dans des zones faillées ou plissées.

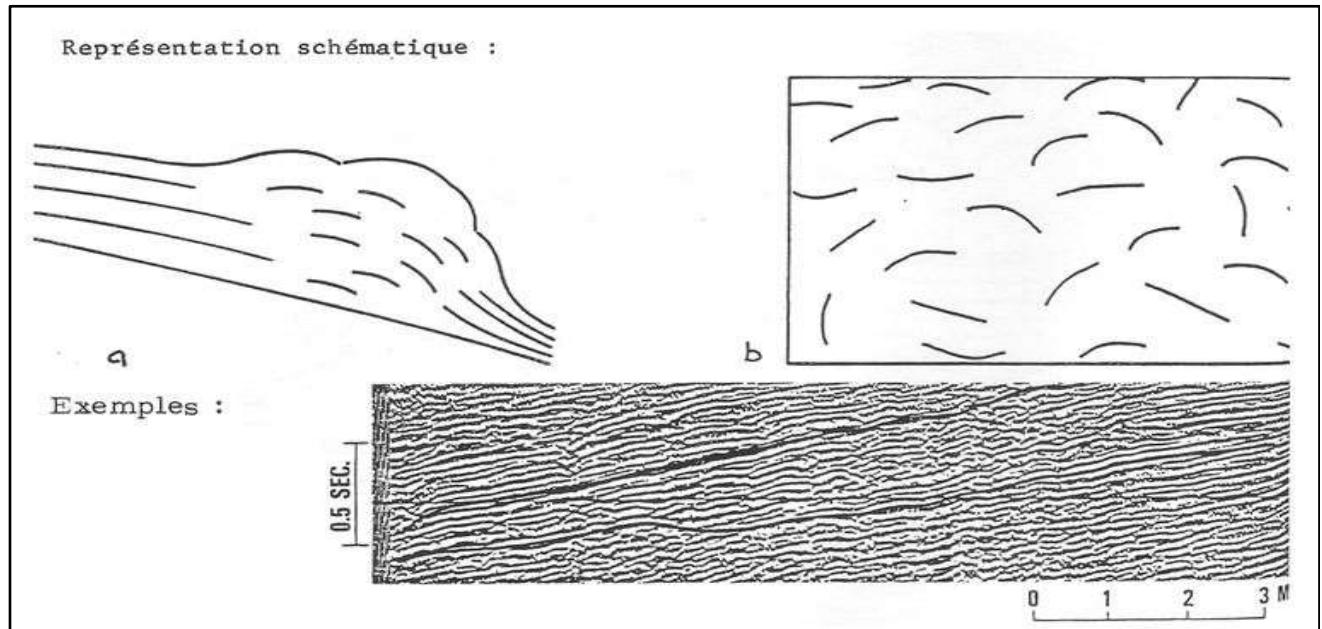


Figure 23 : Représentation schématique et exemple de configuration chaotique

II.4. TECHNIQUE DE MODELISATION

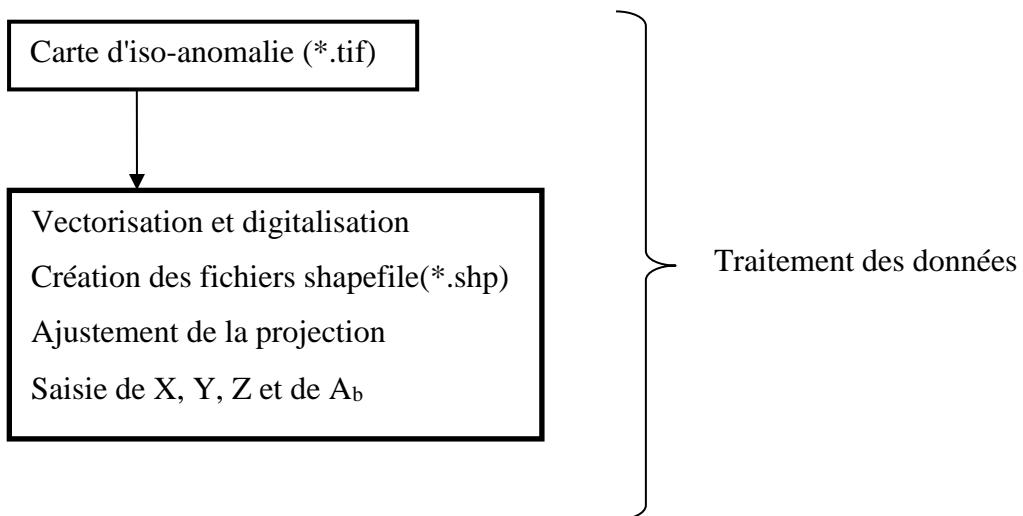
II.4.1. Technique de modélisation en 2D

Le but de la modélisation est de mettre en évidence les structures et les formations géologiques probables de la zone. On ajuste bien nos courbes théoriques sur les points expérimentaux si des contraintes s'y imposent. Le calcul des anomalies tient compte des structures, des formations géologiques et des masses comprises entre 0 à 15 km de profondeur.

II.4.2. Technique de modélisation en 3D

Un modèle 2D est doté de points ayant des coordonnées XYZ sur une ligne donnée. Cependant, un modèle 3D est aussi doté de points avec des coordonnées XYZ mais sur une surface donnée. Le logiciel Oasis Montaj possède une fonction d'interpolation capable d'interpoler des points de coordonnées XYZ en une surface. Pour modéliser en 3D, il est donc nécessaire d'avoir des données de plusieurs points d'une même surface de coordonnées XYZ. C'est la raison pour laquelle il est nécessaire d'effectuer plusieurs modélisations 2D longitudinales et transversales c'est-à-dire en maillage et de les regrouper par surface de séparation des couches. En regroupant dans une même base de données les surfaces obtenues à partir des modèles en 2D on obtient le modèle tridimensionnel.

L'organigramme suivant résume les étapes de traitement des données, de la modélisation en 2D jusqu'à la modélisation en 3D.



Un aperçu du traitement effectué lors de la modélisation d'un profil est présenté sur la figure 24 suivante.

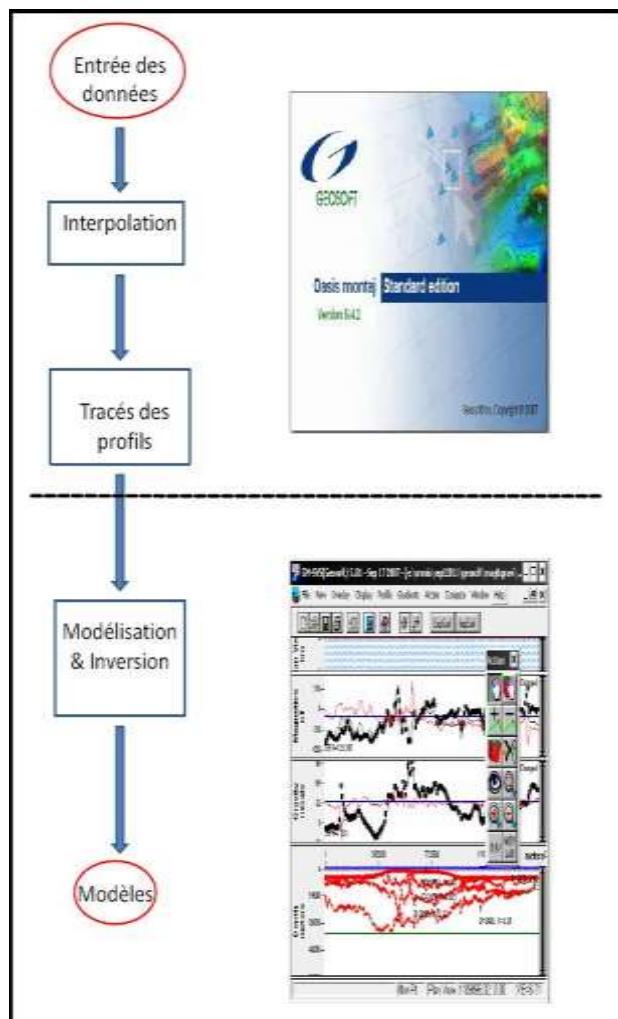


Figure 24 : Organigramme montrant le traitement des données gravimétrique à l'aide de GEOSOFT/GMSYS

Deux organigrammes correspondant aux méthodes plus explicites sont établis comme suit :

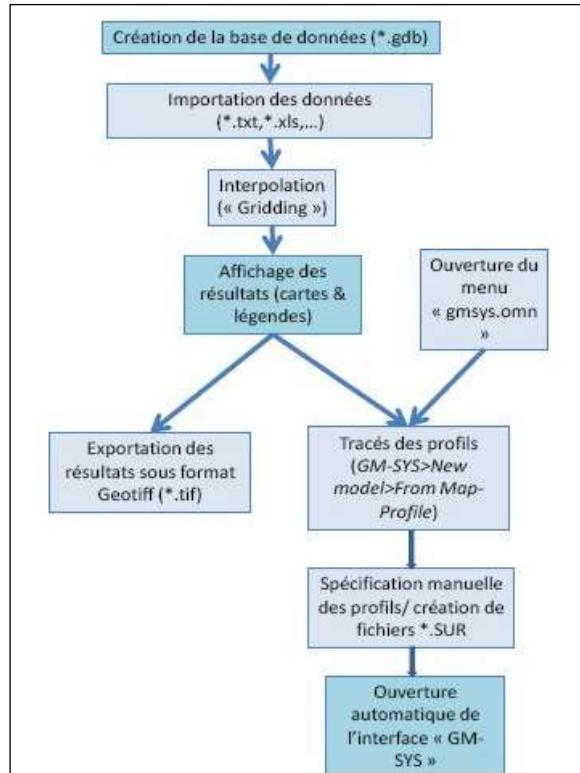


Figure 25 : Organigramme de processus de traitement des données avec GM-SYS du logiciel GEOSOFT (phase I)

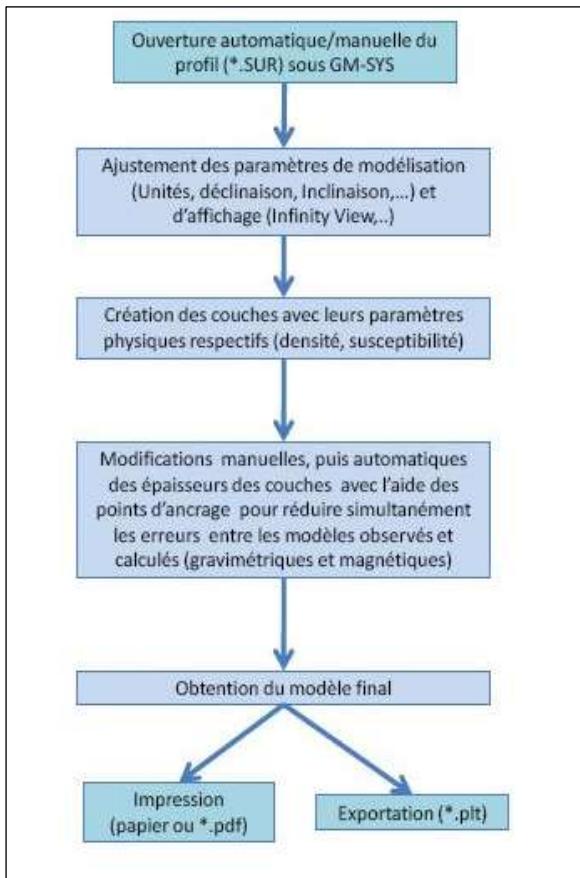


Figure 26 : Organigramme de processus de traitement des données avec GM-SYS du logiciel GEOSOFT

Un organigramme correspondant à la modélisation 3D est établi comme suit :

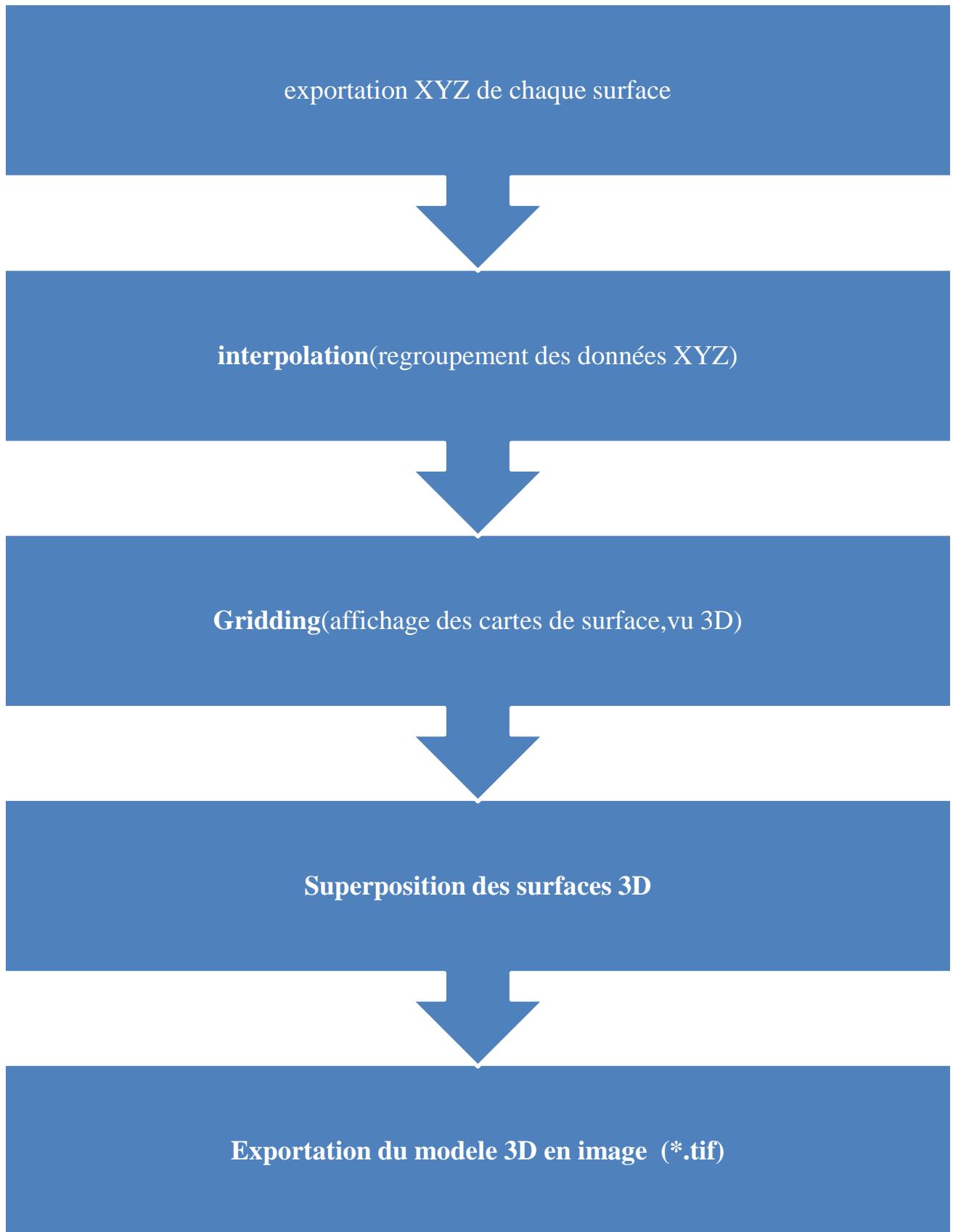


Figure 27 : Organigramme de modélisation en 3D

CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES

III.1. PRESENTATION DES DONNEES

III.1.1. Nature et Origine des données gravimétriques utilisées

La SPM a établi des cartes de levé gravimétrique (Figure 28) et aussi des cartes d'altitude (Figure 29). Ce sont ces documents qui ont servi de base pour notre étude.

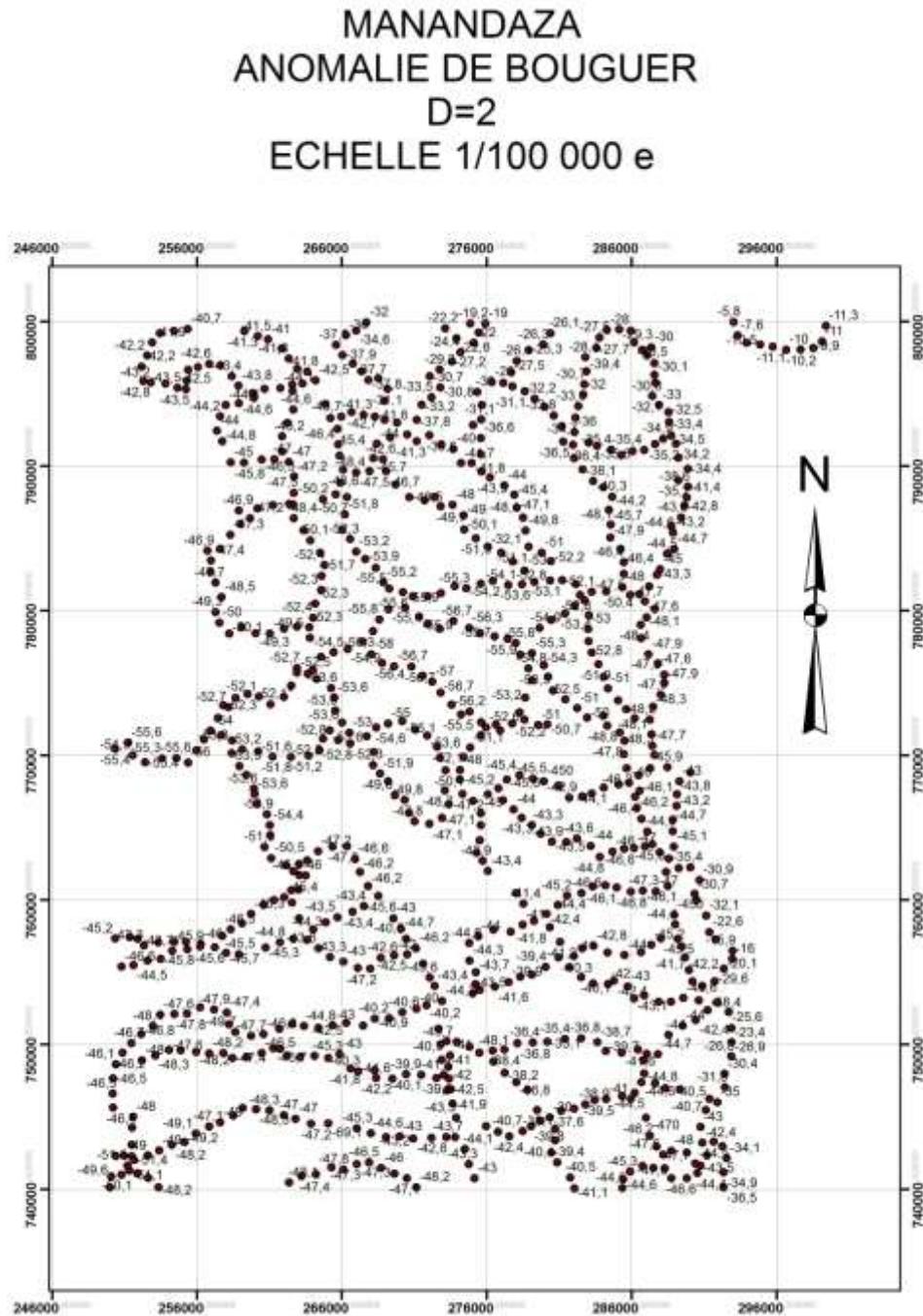


Figure 28 : Carte de levé gravimétrique (source : BD GBD/OMNIS)

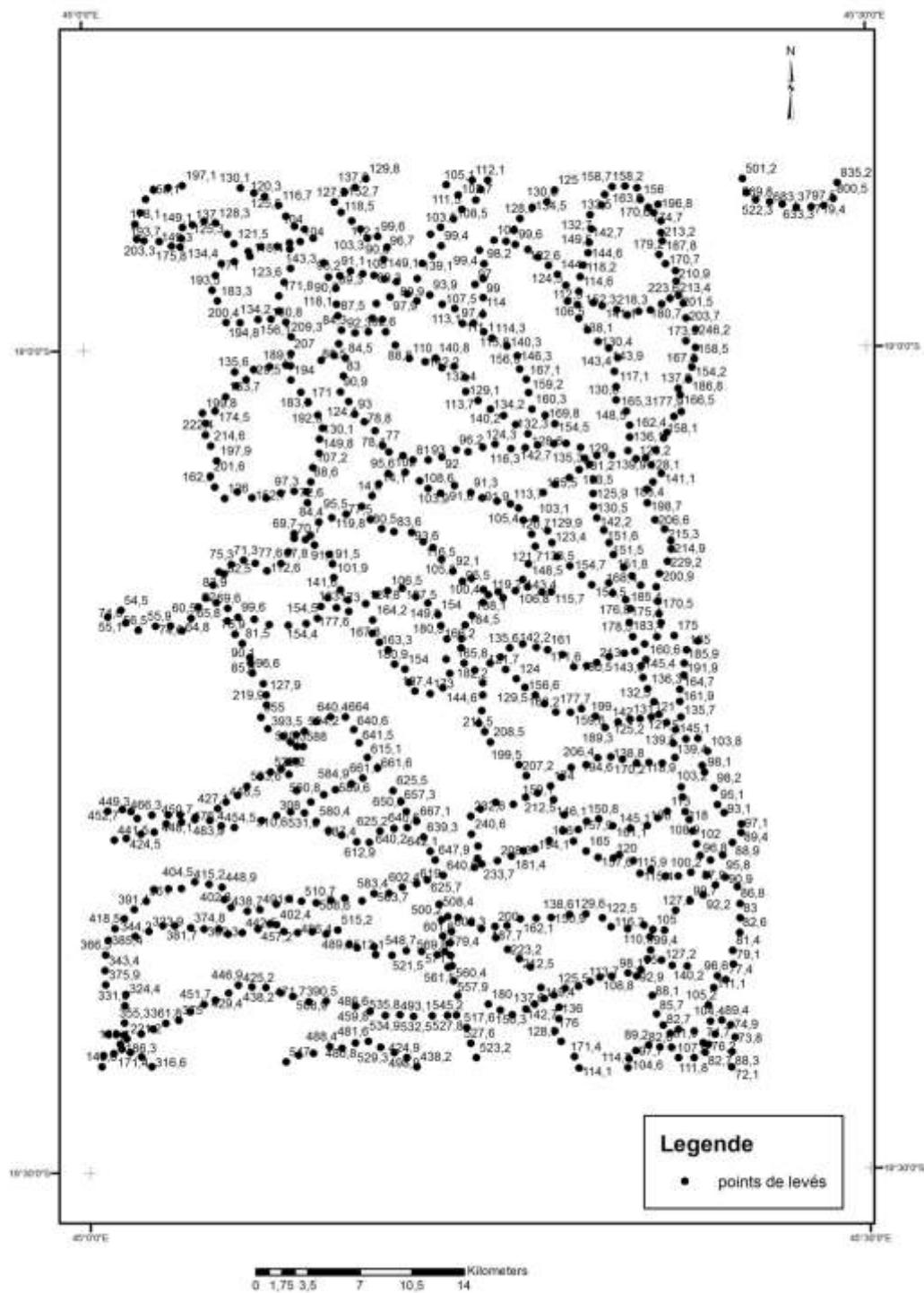


Figure 29 : Carte des altitudes (source : BD GBD/OMNIS)

Les données utilisées dans cette étude proviennent des archives de l'OMNIS. Les travaux de terrain ont été faits par la société de pétrole de Madagascar (SPM) et la compagnie ORSTOM. Durant notre stage auprès de l'OMNIS, nous avons eu ces données après digitalisation et vectorisation des cartes d'iso-anomalie de Bouguer pour les anomalies de Bouguer et des cartes des altitudes pour celle des altitudes par le logiciel ArcGis 10.

La figure suivante montre la carte d'anomalie gravimétrique de la zone d'étude, carte réalisée à partir du GEOSOFT.

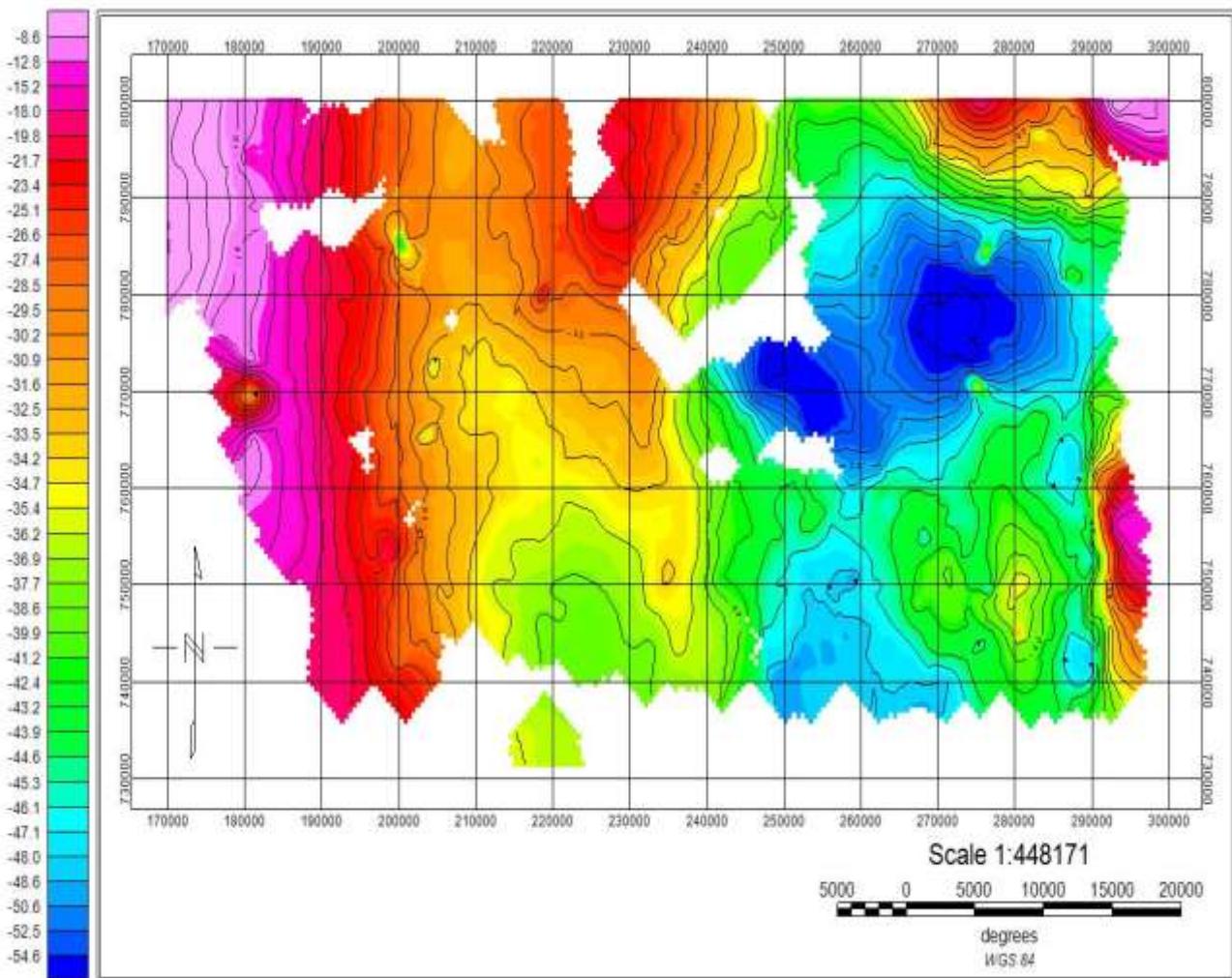


Figure 30 : Carte d'anomalie de Bouguer de la zone d'étude réalisé par le logiciel GEOSOFT

III.1.2. Interprétation qualitative

La carte d'anomalie de Bouguer de la zone d'étude est totalement dominée par des anomalies négatives. Les valeurs de l'anomalie de Bouguer varient en général de -54,6 à -8,6 mGal, les fortes valeurs négatives se localisent sur la partie Est et se diminuent en allant vers l'Ouest. A l'extrême Ouest de la zone on remarque que les anomalies sont de forte amplitude ce qui peut correspondre à une remontée du socle. La valeur des anomalies s'atténue en allant vers l'Est. Dans la partie Est de la zone on observe deux anomalies lourdes de grande dimensions. Elles sont localisées au point de coordonnées Laborde X=292 000 m, Y= 778 000 m et au point de coordonnées Laborde X=254 000 m, Y=770 000m. Ces anomalies sont caractérisées par des courbes fermées ne définissant pas une forme géométrique particulière et semblent indiquer la présence d'une cuvette dans la région.

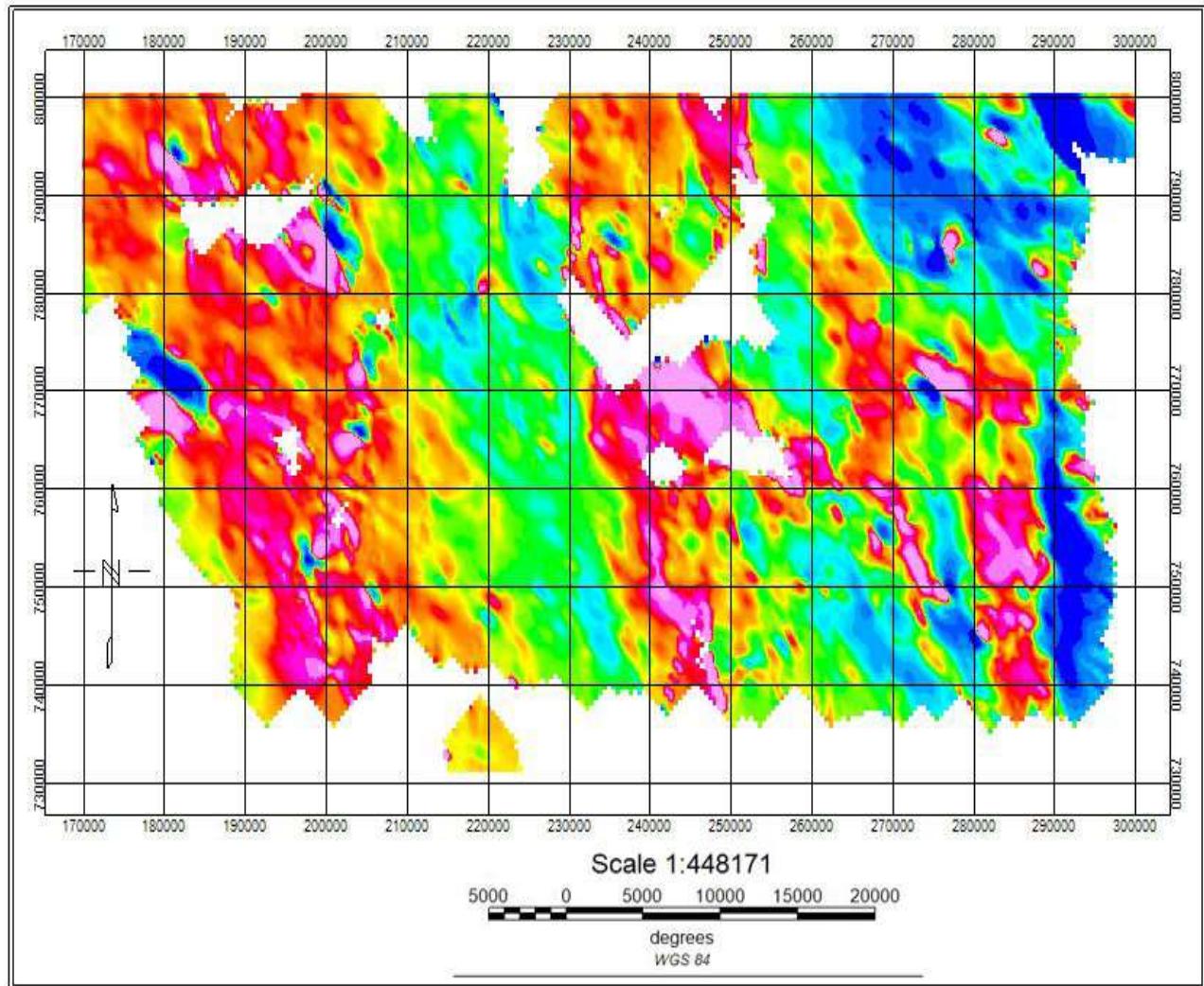


Figure 31 : Carte du gradient horizontal

On observe sur la carte du gradient horizontal (Figure 31) la mise en évidence de la répartition des anomalies dans la zone. En comparant cette carte avec celle de l'anomalie de Bouguer, on peut voir clairement d'Ouest en Est l'alternance de fortes et de faibles anomalies qu'on peut interpréter comme une succession de horsts et de grabens du socle.

La carte du gradient vertical (Figure 32) met en évidence les contrastes d'anomalies avec une plus grande précision et dans une échelle plus locale.

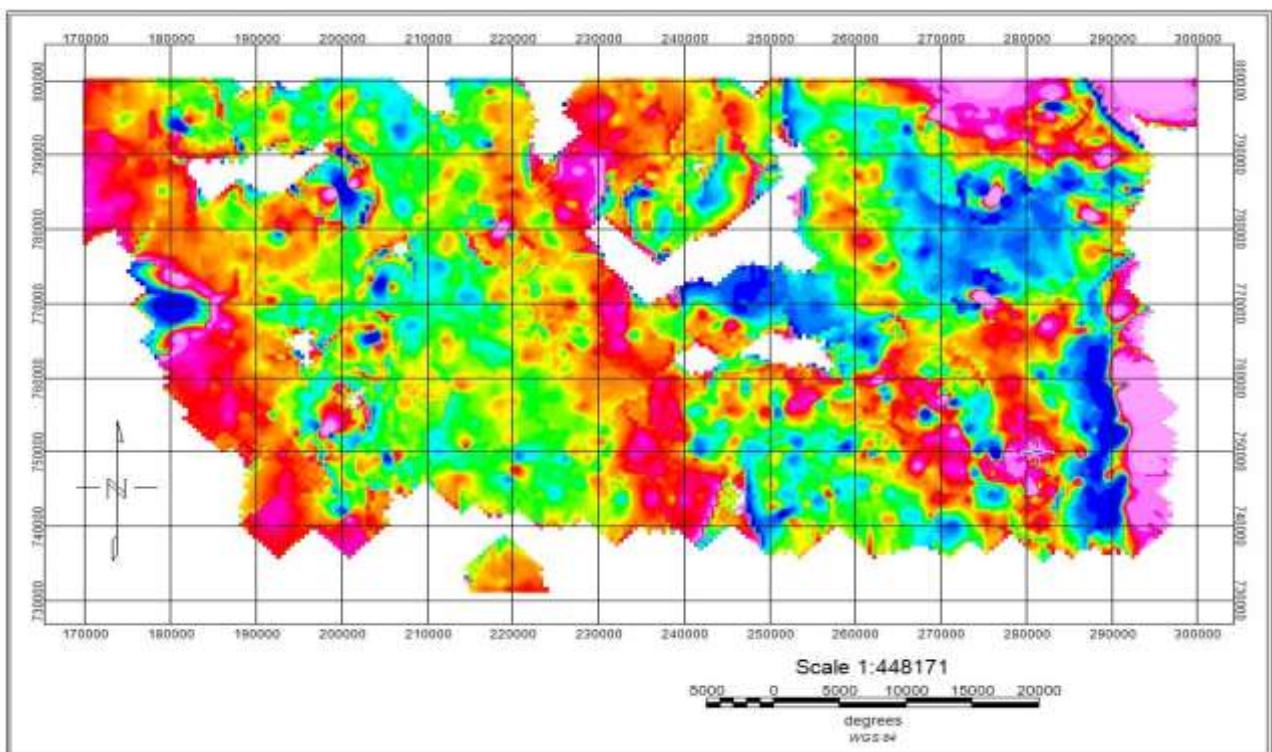


Figure 33 : Carte du gradient vertical

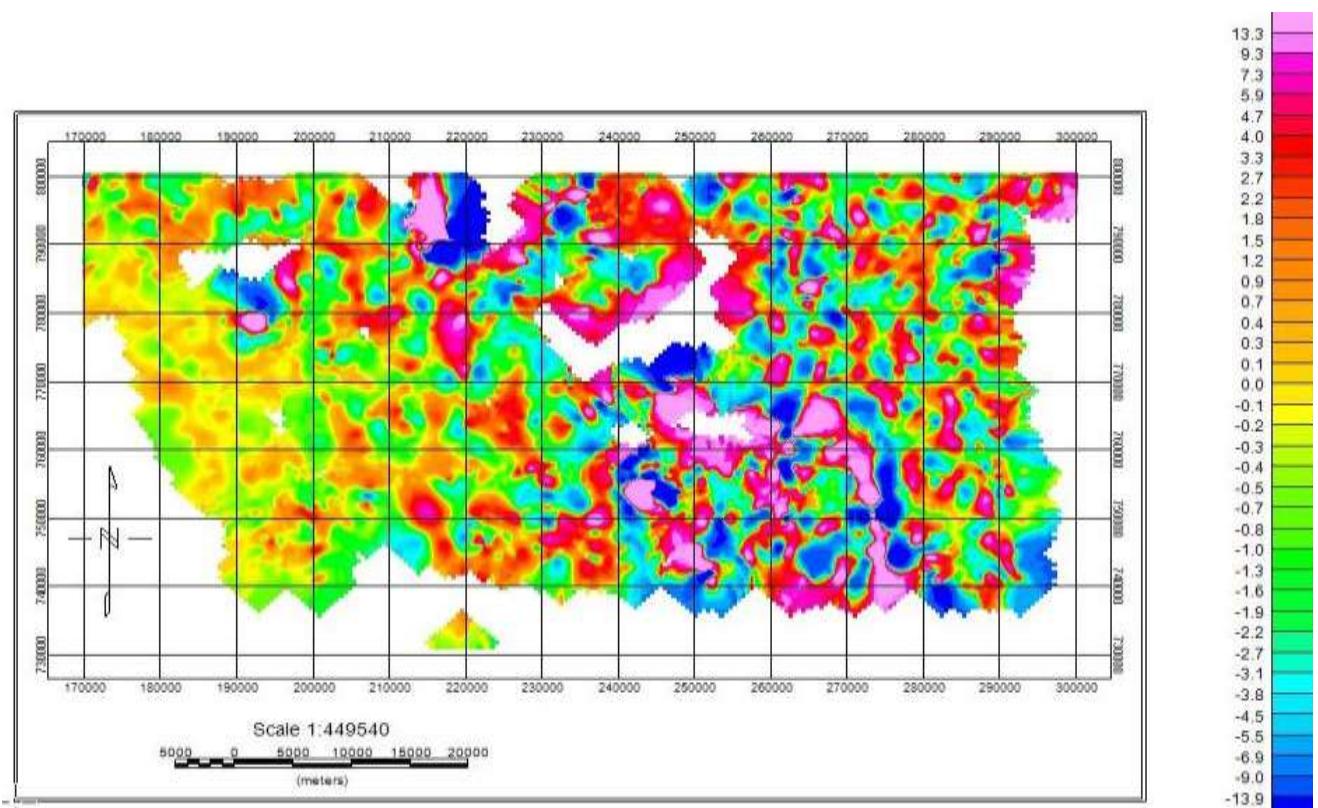


Figure 32 : Carte d'anomalie résiduelle

La carte d'anomalie résiduelle nous renseigne sur les plus hautes fréquences (effet gravimétrique aigu) attribués aux corps plus superficiels. Par comparaison, la succession de fortes et de faibles anomalies sur les cartes de gradient correspondant à la régionale, n'est plus visible sur celle de la résiduelle.

III.1.3. Forages utilisés

Les positions des puits sont données dans la carte ci-dessous. Mais dans notre étude on n'a utilisé que 3 puits : Manambolo-1, Manandaza-1 et Antaotao-1.

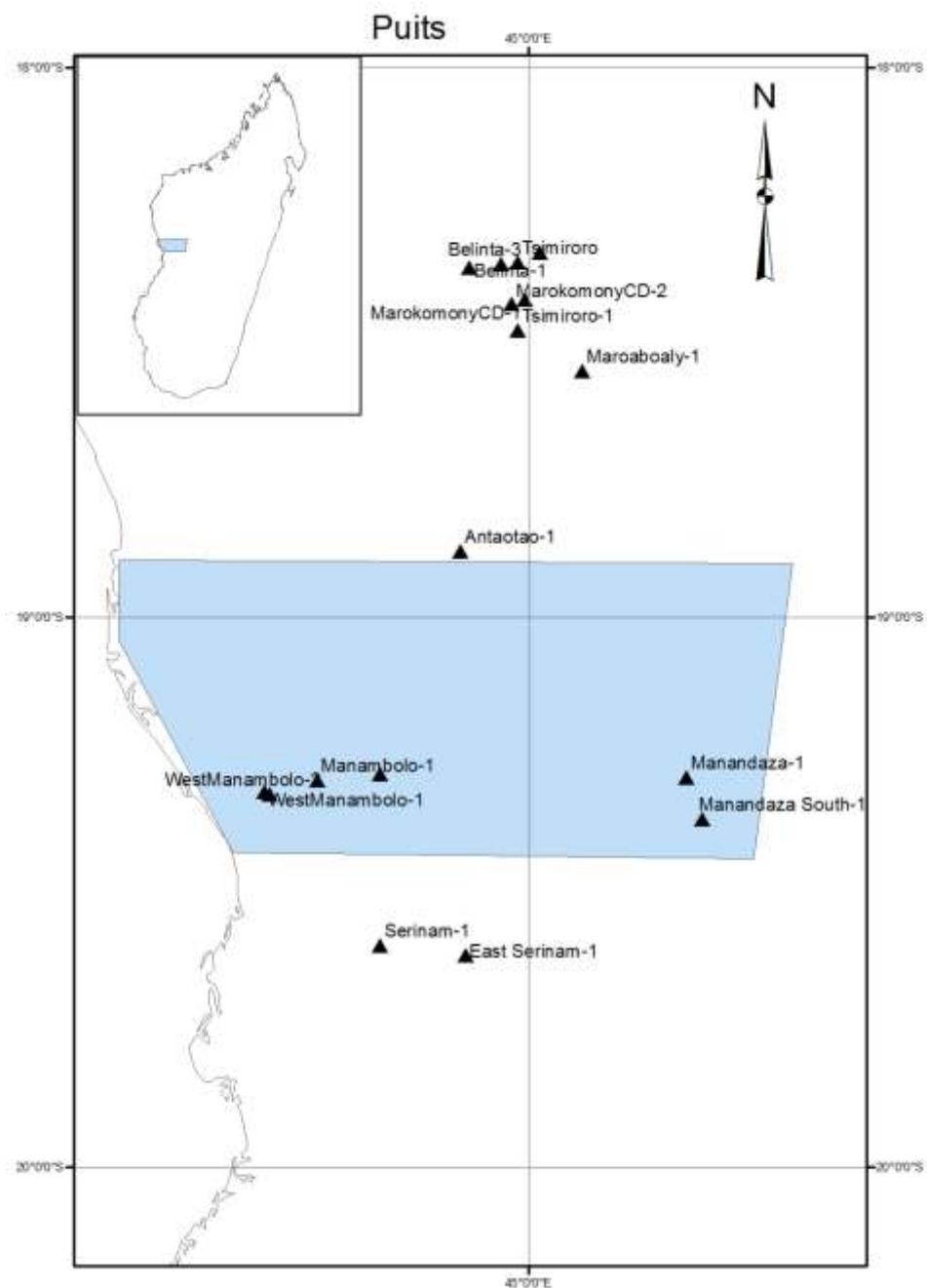


Figure 34 : Carte de localisation des puits (source BD GBD/OMNIS)

III.1.3.1. Manambolo-1

Manambolo-1 est le troisième puits foré par AMOCO dans le périmètre SERINAM NORD de son permis, dans le bassin de Morondava. Il est situé à environ 45 km au Nord de BELO/TSIRIBIHINA. Ce puits est défini par les coordonnées Laborde : Xv = 208,605 E ; Yv=755,319 N; Zs =257' (78,32m).

L'opération de forage a débuté le 01/06/85 et a pris fin le 17/09/85, au 109ème jour de forage à la profondeur 3810m.

Le forage de Manambolo-1 a traversé les étages suivants :

Tableau 3 : Données du puits Manambolo-1

	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Faciès	Age	Vitesse d'intervalle
MBL_1	0-2700	2700	alternance de grés et d'argile : absence de foraminifère planctoniques dans le Berriasien Albien et Cenomanien Inférieur.	Crétacé	2,4 km/s
	2700-3200	500	□ Tithonique Kimmeridgien: dépôt de milieu néritique interne à continental. □ Oxfordien Toarcien: intercalations de calcaire et d'argile silteuse, dépôt de milieu bathyal à néritique □ faciès mixte : milieu Estuarien	Jurassique	2 km/s
	3200-3800	600	Ensemble gréseux à intercalations d'argiles tendres et compactes avec des silts.	Trias	2,8km/s

III.1.3.2. Antaotao-1

Foré par AMOCO en 1985 de profondeur 3905 mètres, localisé par latitude 235 662 et longitude 801 628 mètres (Laborde). Le sondage n'a pas atteint le socle .La description est comme suit :

Tableau 4 : Données du puits Antaotao-1

	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Faciès	Age	Vitesse d'intervalle
ATT_1	0-200	200	alternance de calcaire à prédominance de grain stone et de dolomie.	Jurassique moyen	4km/s
	200-2000	800	grès fin grossier et d'argile à la base roche igné à cristaux moyen	I (trias supérieur) et Isalo II (lias) indifférenciés	2,4 km/s
	2000-3600	1600	alternance de grès à grain de quartz et grès blanc, argilite brun rougeâtre, roche igné à cristaux amorphes	SAKAMENA	3 km/s
	3600-3905	305	Série rouge supérieure : formé de grès blanc, roche igné à cristaux vert foncé à noir à prédominance d'argile schisteuse brun rougeâtre.	SAKAMENA	3,1km/s

III.1.3.3. Manandaza-1

Effectué par Shell en 1991 de profondeur 2508 m, localisé par les coordonnées Laborde X= 279 372, Y=756 340.

	Profondeur (m)	Epaisseur (m)	Faciès	Age	Vitesse d'intervalle
MDZ_1	0-725	725	grès grossiers conglomeratiques et de grès argilites	ISALO	2,4km/s
	725-2508	1783	alternance de grès, de grès pélitique d'argile et de calcaire	SAKAMENA	3,4 km/s

III.1.4. Nature et origine des données sismiques utilisées

Les positions des lignes sismiques se trouvant dans la zone d'étude sont données par la carte ci-dessous. Dans notre étude on n'a utilisé que 3 profils sismiques dont les numéros sont : J-23, J-26x, E-01.

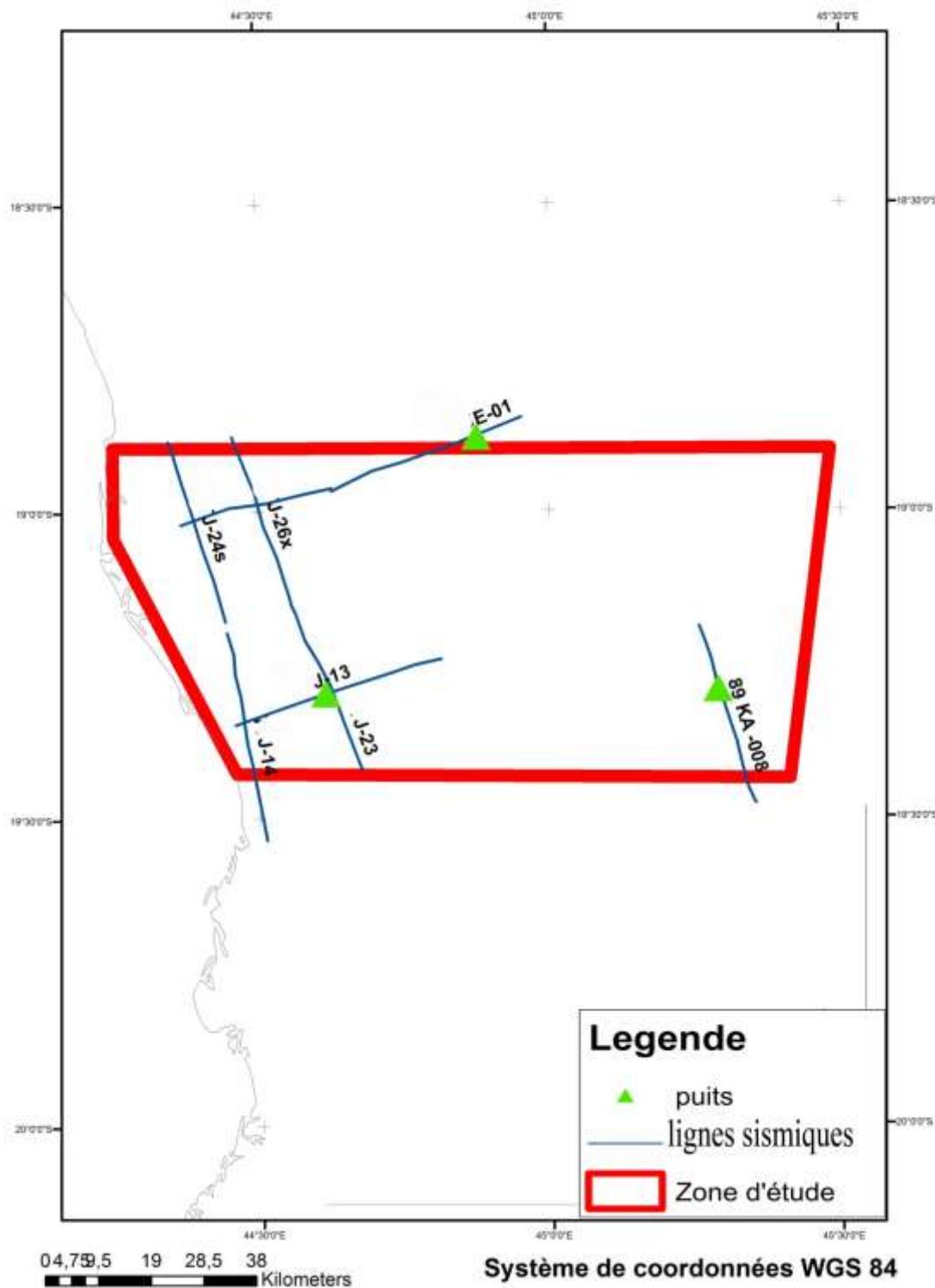


Figure 35 : Localisation des lignes sismiques dans la zone d'étude (source : BD GBD/OMNIS)

III.1.4.1. Section sismique n°J-23

Profil longitudinal de direction NNO-SSE et de longueur 33,84 km.

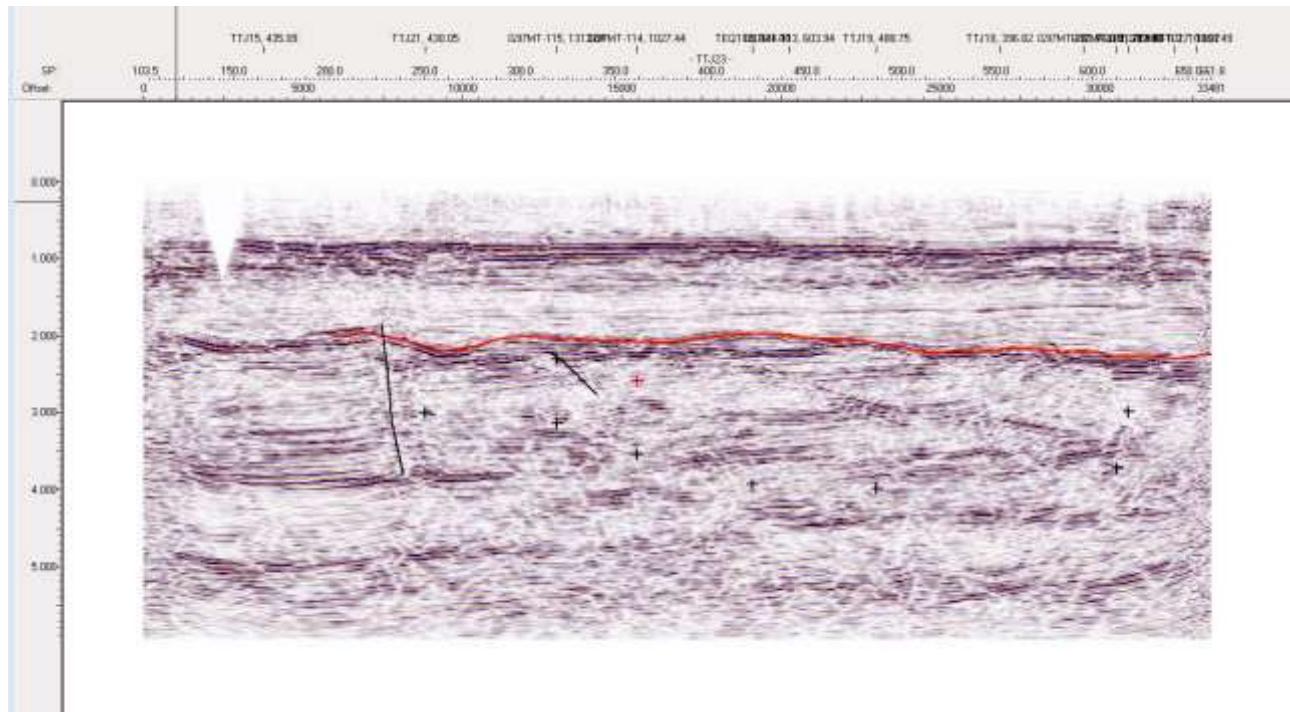


Figure 36 : profil sismique n°J-23 (source BD GBD/OMNIS)

III.1.4.2. Section sismique n°J-26x

Profil longitudinal de direction NNO-SSE et de longueur 37,5km.

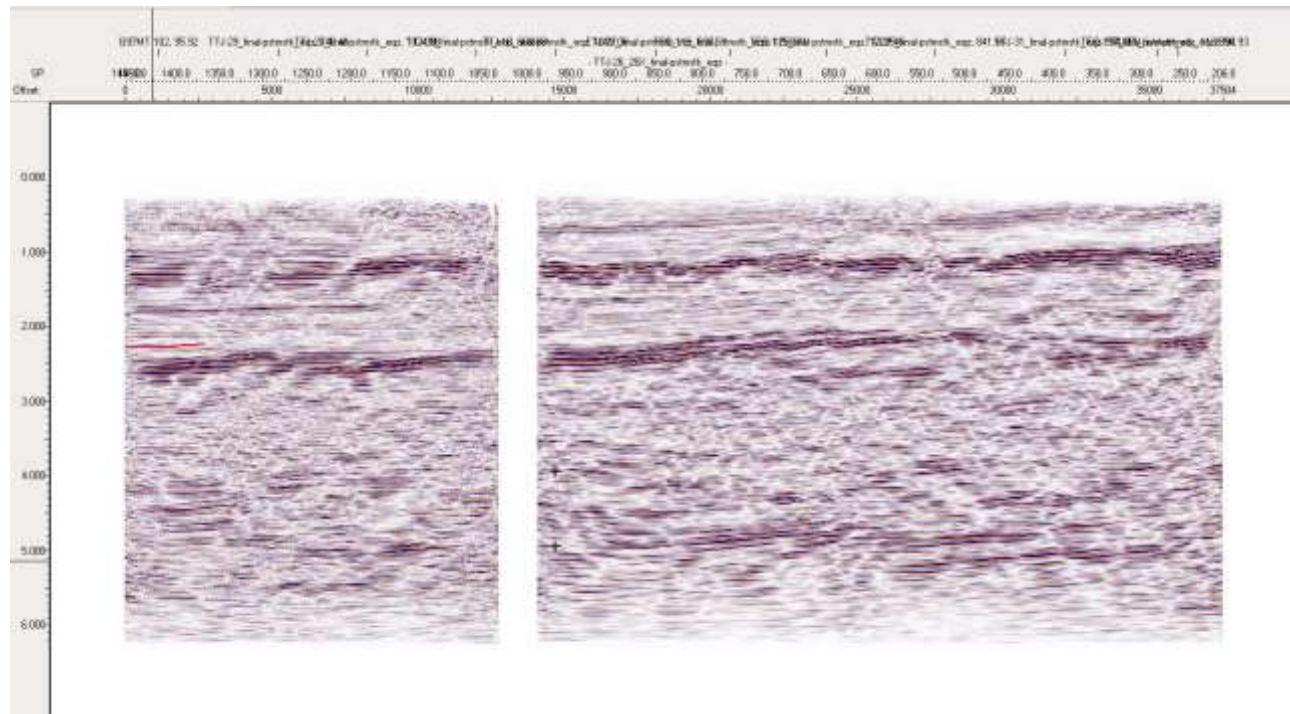


Figure 37 : Profil sismique n°J-26x (source BD GBD/OMNIS)

III.1.4.3. Section sismique n°E-01

Profil transversal de direction OSO-ENE et de longueur 36 km.

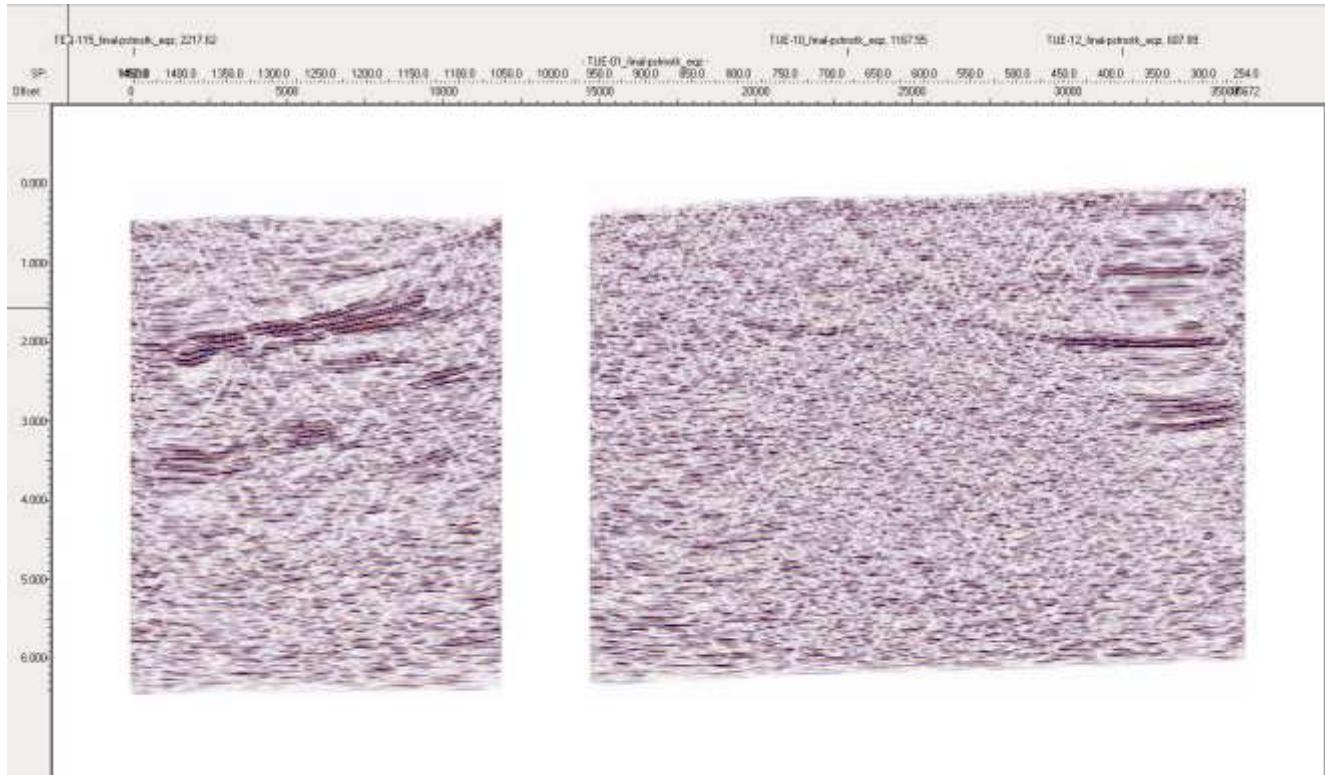


Figure 38 : Section sismique n°E-01(source BD GBD/OMNIS)

III.2. PRESENTATION DES LOGICIELS DE TRAITEMENT

Le traitement des données se fait avec des logiciels bien spécifiques. Les données géophysiques sont traitées avec le logiciel Oasis Montaj 6.4.2 de GEOSOFT tandis que les cartes sont réalisées avec le logiciel ArcGis10.

III.2.1. Oasis Montaj 6.4.2

III.2.1.1. Description

C'est un logiciel de traitement de données et de cartographie très performant et répondant aux besoins spécifiques d'investigation et d'exploration dans le domaine des Sciences de la Terre. Il permet une analyse rapide afin de contribuer à la résolution des problèmes pour faciliter la prise de décision. Oasis Montaj est utilisé pour :

- Le traitement, l'analyse et le contrôle qualité des données provenant de prospections gravimétriques et magnétiques aéroportées, marines ou terrestres
- La génération et l'évaluation de cibles en exploration minière
- L'exploration de gisements potentiels pétroliers et gaziers
- La détection de projectiles non explosés

- La caractérisation géologique et hydrologique des sous-surfaces ; la caractérisation des sites environnementaux
- L'investigation sur sites archéologiques
- L'océanographie

III.2.1.2. Algorithmes utilisés

« gx » est le mécanisme de base par lequel GEOSOFT fournit les ressources de base pour toutes les applications et outils de GEOSOFT. Les « gxs » sont des programmes de processus qui sont attachés aux menus principaux du système et aux menus spéciaux utilisés dans les suites d'applications. Les « gxs » s'exécutent de manière interactive dans l'interface utilisateur graphique mais de nombreux « gxs » peuvent également fonctionner en mode batch(en utilisant des commandes de script).

Le « Gridding » désigne le processus d'interpolation de données sur une grille de cellules équidistantes dans le système de coordonnées spécifié, tel que X-Y.

Oasis montaj fournit 7 algorithmes de grille différents qui interpolent les données pour produire une grille. Ces méthodes sont résumées ci-dessous :

- « **Minimum curvature** »

La méthode de quadrillage aléatoire adapte une surface de courbure minimale aux points de données en utilisant une méthode similaire à celle décrite par Swain(1976) et Briggs(1974). La surface de courbure minimale est la surface la plus lisse possible qui s'adaptera aux valeurs données. La courbure minimale estime d'abord les valeurs aux nœuds d'une grille grossière (habituellement 8 fois la taille finale de la cellule de grille), cette estimation est basée sur l'inverse de la distance moyenne des données réelles dans un rayon de recherche spécifié.

Après avoir obtenu un ajustement acceptable, la taille de la cellule grossière est divisée par deux. Le même processus est ensuite répété en utilisant la grille grossière comme surface de départ. Ceci est répété de manière interactive jusqu'à ce que la surface minimale de courbure soit adaptée à la taille de cellule de grille finale. Le paramètre le plus important dans le processus de courbure minimale est le nombre d'itérations utilisées pour ajuster la surface à chaque étape. Plus le nombre d'itérations est élevé, plus la surface finale sera proche d'une surface de courbure minimale vraie. Cependant le temps de traitement est proportionnel au nombre d'itérations.

La courbure minimale s'interrompt quand elle a atteint le nombre maximal d'itérations ou quand certains pourcentages des points observés sont dans une tolérance limite de la surface par défaut, ces limites sont cent itérations et 99% des points dans 1% de la plage de données.

Le « Minimum curvature » a également la capacité d'accéder à un nombre illimité de points d'observation d'entrée.

➤ **« Bidirectional gridding »**

Le « Bidirectional gridding » est une technique numérique pour des lignes parallèles ou des lignes presque parallèles. Le « Bidirectional gridding » est utilisé si les données sont collectées le long de lignes presque parallèles. Le processus est réalisé en deux étapes, premièrement chaque ligne est interpolée le long de la ligne d'observation originale pour donner des valeurs de données à l'intersection de chaque ligne de grille requise avec la ligne observée. Les points d'intersections de chaque ligne sont ensuite interpolés dans la direction de grille en ligne pour produire une valeur à chaque point de grille requis. Les tendances géologiques des données peuvent être soulignées par une orientation appropriée de la grille, de manière à ce que la deuxième interpolation soit dans la direction de la grève. En plus de l'amélioration des tendances, le « Bidirectional gridding » permet d'utiliser la méthode d'interpolation de manière indépendante pour les directions des lignes descendantes et transversales. Les interpolations disponibles sont linéaires, spline cubique (courbure minimale) ou spline Akima.

Le filtrage des données de ligne avant interpolation est également possible. Le « Bidirectional gridding » peut concevoir et appliquer des filtres non linéaires et / ou linéaires aux données de ligne d'origine. L'utilisation du filtre non linéaire est le moyen le plus efficace pour supprimer les pointes de données (caractéristiques indésirables de courte longueur d'onde) des données originales.

Le « Bidirectional gridding » présente les caractéristiques suivantes:

- a) Nombre illimité de points de données par ligne d'enquête
- b) Nombre illimité de lignes d'enquête
- c) Taille de grille de sortie illimitée

➤ **« Kriging » ou Krigeage**

Le krigeage est une technique de quadrillage statistique pour des données aléatoires, des données de ligne non parallèles ou des données de lignes orthogonales.

Le Krigeage est utilisé lorsque les données XYZ ne sont pas échantillonnées le long de lignes parallèles.

Ces données sont souvent appelées aléatoires, car elles donnent une apparence aléatoire lorsque les emplacements de données sont tracés.

En outre, les données de ligne avec les lignes d'enquête qui sont orthogonales (ou ont des directions aléatoires) doivent être quadrillées avec une grille de courbure minimale ou Krigeage. Si les données sont relativement lisses entre les points d'échantillonnage ou les lignes d'enquête, la grille de courbure minimale devrait être utilisée. Toutefois, le Krigeage est utilisé, si les données sont très variables entre les emplacements des échantillons connu comme étant de nature statistique (comme mal échantillonné). La méthode de Krigeage détermine une valeur à chaque nœud de grille en fonction des données XYZ. Le Krigeage calcule d'abord un variogramme des données, qui montre la corrélation des données en fonction de la distance. La technique de Krigeage utilise un modèle pour estimer les valeurs de données aux nœuds de la grille. Un des paramètres important du krigeage est la capacité d'estimer l'erreur des données à chaque nœud de grille. GEOSOFT supporte le Krigeage ordinaire ainsi que le Krigeage universel.

➤ **Tinning**

Il est possible de créer un TIN (réseau irrégulier triangulaire) et d'utiliser ce fichier TIN pour le voisin le plus proche, linéaire ou voisin naturel. Le TIN est créé à partir d'un ensemble de données spatiales utilisant l'algorithme « SweepLine » de domaine public implémenté par Steven Fortune de Bell Laboratories (Fortune, S 1987). Le Tindb GX applique le « SweepLine » (*.gdb) pour créer un fichier TIN binaire (*.tin).

Lorsque les valeurs Z sont incluses dans le fichier (*.tin), une grille TIN peut être créée à l'aide du TINGRID GX. Le TINGRID GX est appliqué au voisin le plus proche, au voisin linéaire ou naturel (Sambridge, Brown & McQueen 1995) aux valeurs Z du fichier (*.tin) pour créer une grille.

La méthode de grille TIN nécessite un point de données pour chaque emplacement de données (X, Y) dans la base de données. Le « tinning » fournit la possibilité de copier des échantillons en double des données ayant plusieurs valeurs Z en un seul point. Lorsque les valeurs Z sont incluses dans le fichier (*.tin), seules les emplacements de points de données avec des valeurs Z non fausses sont inclus.

GEOSOFT Tinning fournit un certain nombre de façons de visualiser le TIN, y compris la possibilité de tracer le TIN, les nœuds, la maille TIN (ou triangulation Delaunay), la coque convexe et les cellules Voronoi de vos données.

➤ « The Inverse Distance Weighting »

L'algorithme d' « Inverse Distance Weighting (IDW) » est un algorithme d'interpolation de moyenne qui est généralement appliquée aux données très variables. Pour certains types de données (par exemple la géochimie du sol, Chimie des eaux de surface et des eaux souterraines), il est possible de retourner à un mesure statistiquement différente de l'original, mais à l'intérieur de la zone de tendance générale de mesures. L'« IDW » calcule une valeur pour chaque noeud de grille en examinant les points de données environnants qui se trouvent dans un rayon de recherche donné. La valeur du nœud est calculée en faisant la moyenne de la somme pondérée de tous les points, où la pondération correspond à l'inverse de la distance des nœuds de la grille.

➤ « Direct Gridding »

La grille est créée à partir de données très échantillonnées sans utiliser d'interpolation. Cette méthode est destinée à être utilisé pour des jeux de données sur échantillonnés tels que « LiDAR »; Il fournit une vue rapide des ensembles de données.

➤ « Trend Enforcement Gridding »

Un problème traditionnel dans la grille des données géophysiques aéroportées est le problème d'aliasing qui se produit en raison de la présence de plus d'échantillons «le long des lignes d'acquisition de l'enquête» qu'entre les lignes. Il existe plusieurs solutions à ce type de problème, y compris le filtrage et le quadrillage le long des directions de tendance. Cependant, ces techniques peuvent réduire le signal géologique ou obscurcir les tendances locales. L'algorithme Trend « Enforcement Gridding » du logiciel Oasis montaj est conçu pour fournir une solution qui préserve le caractère des tendances locales tout en éliminant les effets d'aliasing.

III.2.2. ArcGis10

C'est un logiciel SIG (Système d'Information Géographique) permettant de visualiser, d'interroger, d'analyser et de mettre en page les données. L'ArcGis est un système regroupant des logiciels clients tels qu'ArcView, ArcEditor, ArcInfo et ArcExplorer et des logiciels serveurs ArcSDE et ArcIms.

Il fournit des outils interactifs pour explorer, sélectionner, afficher, éditer, analyser, symboliser et classifier les données ou pour créer automatiquement, mettre à jour ou gérer les métadonnées grâce aux composants ArcCatalog, ArcMap et ArcToolBox.

III.3. MODELISATION ET TRAITEMENT DE DONNEES

III.3.1. Choix des profils utilisés

Les profils suivent deux directions bien distinctes:

- ✓ transversalement de l'Est vers l'Ouest;
- ✓ longitudinalement de Nord au Sud.

Les profils transversaux sont orientés du Sud-Ouest vers le Nord Est tandis que les profils longitudinaux sont orientés du Sud Est vers le Nord-Ouest. Avant d'effectuer une modélisation 3D de la zone d'étude, on a procédé à la modélisation 2D, suivant ces orientations afin d'obtenir le maximum de données sous un format bien spécifique des éléments structuraux du bassin sédimentaire.

La carte ci-après nous montre les positions des puits, lignes sismiques utilisées et des profils gravimétriques à modéliser.

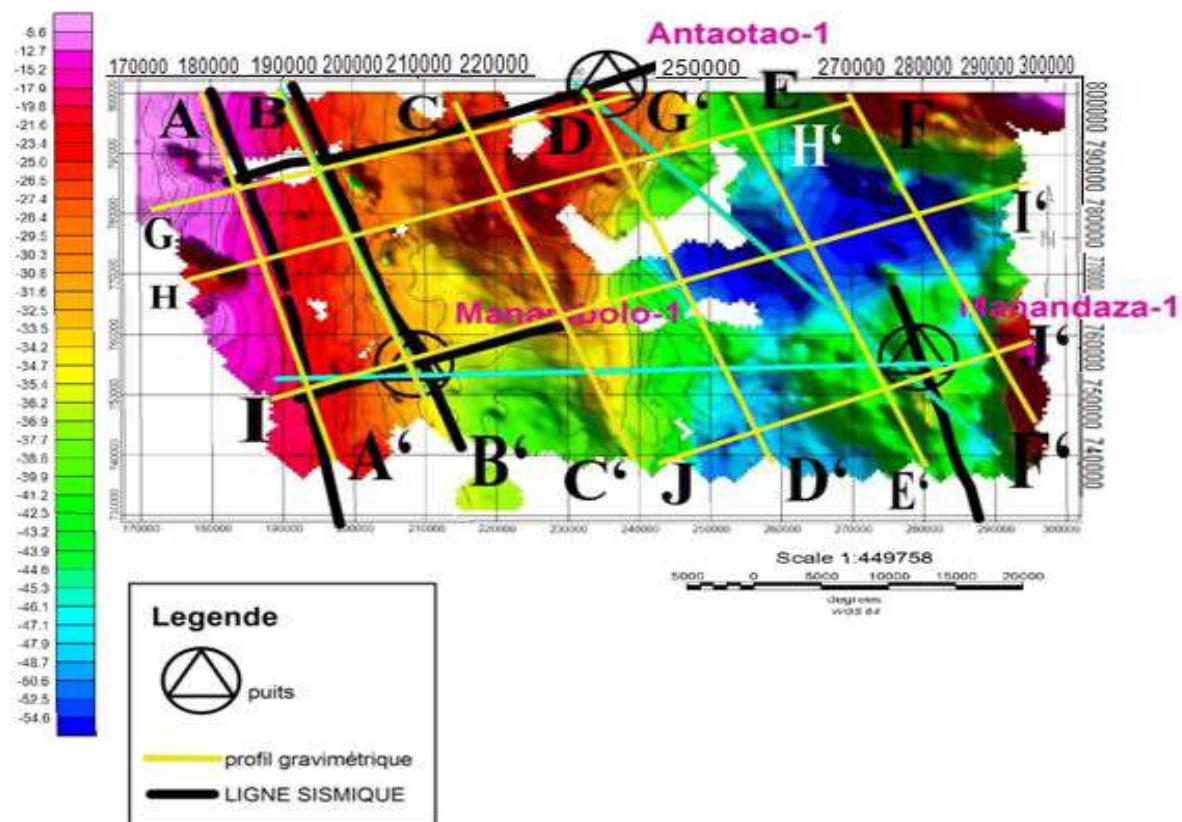


Figure 39 : Plan de position des profils gravimétriques, sismiques et puits

III.3.2. Modélisation 2D et interprétation

L'interprétation quantitative des données consiste à obtenir un modèle de structure du sous-sol comportant des différentes couches en définissant les paramètres physiques (densité et épaisseurs des couches). Pour cela, on passera par une interprétation directe des anomalies en modélisation 2D.

Pour la modélisation en 2D on utilise le programme GM-SYS 6.4.2. Le GM-SYS est une application développée par le Northwest Geophysical Associates en 1999. Le calcul des anomalies tient compte des contrastes de densité des corps compris entre 0 et 15 km environ de profondeur.

La construction du modèle consiste à ajuster la courbe théorique (courbe en noir sur les figures ci-dessous) avec les points expérimentaux (pointillées noir sur les figures).

a) profil AA'

Profil de direction NO-SE situé à l'extrême Ouest de la zone d'étude et de longueur 64275 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont $X_A: 178360$, $Y_A: 800385$ et $X_{A'}: 197252$, $Y_{A'}: 738948$ (en mètre).

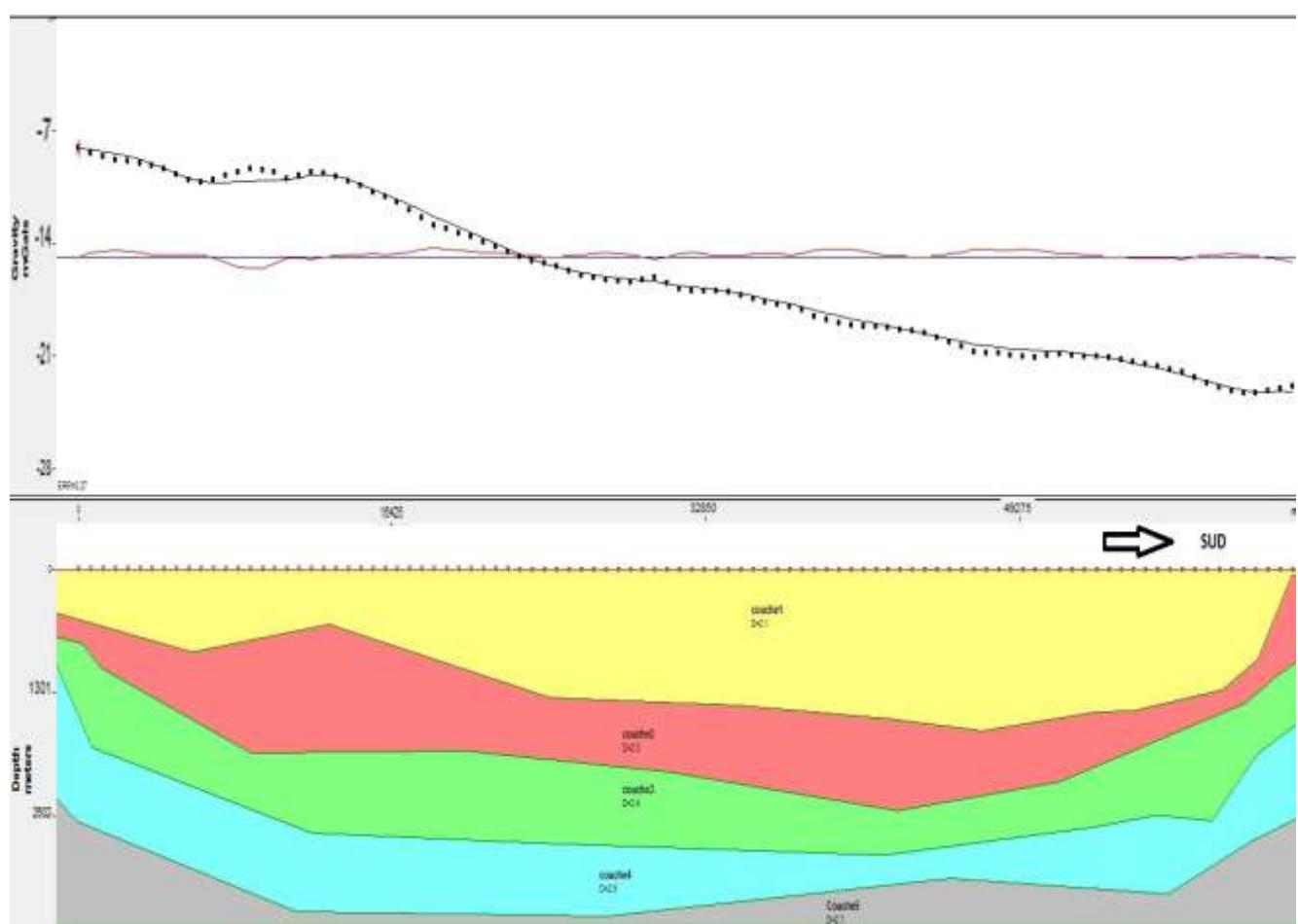


Figure 40 : Modèle du profil A'A

Dans ce modèle on constate que les couches sont presque parallèles. La couche 1 colorée en jaune est identifiée comme le dépôt du crétacé avec une densité moyenne de $2,1 \text{ g.cm}^{-3}$.

La couche 2 colorée en rouge correspond au dépôt du Jurassique, elle a une densité moyenne de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 3 colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle a une densité moyenne de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin.

b) profil BB'

Ce profil est de direction NO-SE situé à l'Ouest de la zone d'étude et de longueur 63441 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XB: 189473, YB: 800702 et XB': 213444, YB': 741964(en mètre).

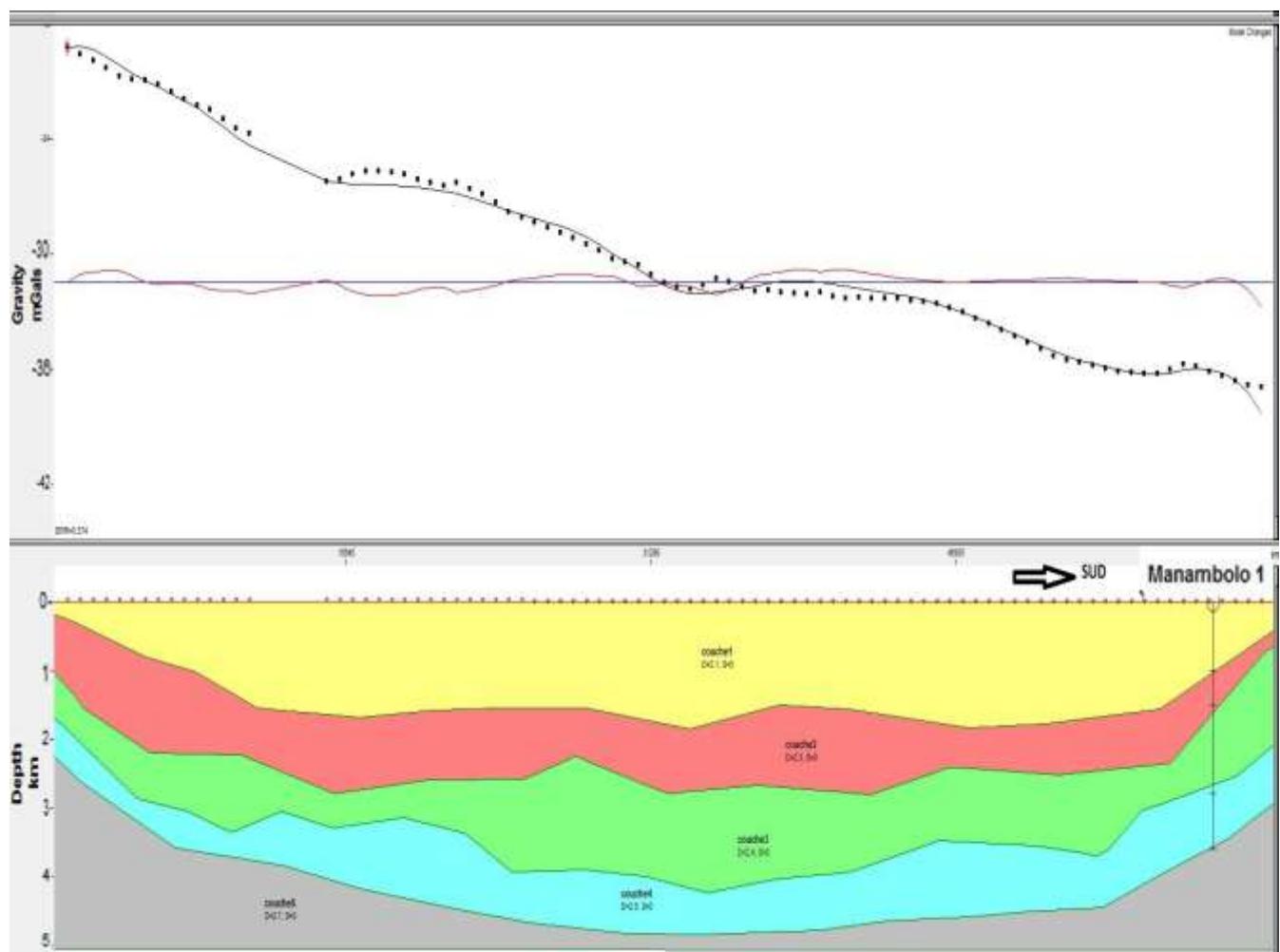


Figure 41 : Modèle du profil BB'

D'après la figure 39 ce profil est parallèle à la ligne sismique j 26x, on va donc procéder à une interprétation sismique par analyse de faciès afin de pouvoir vérifier ce modèle.

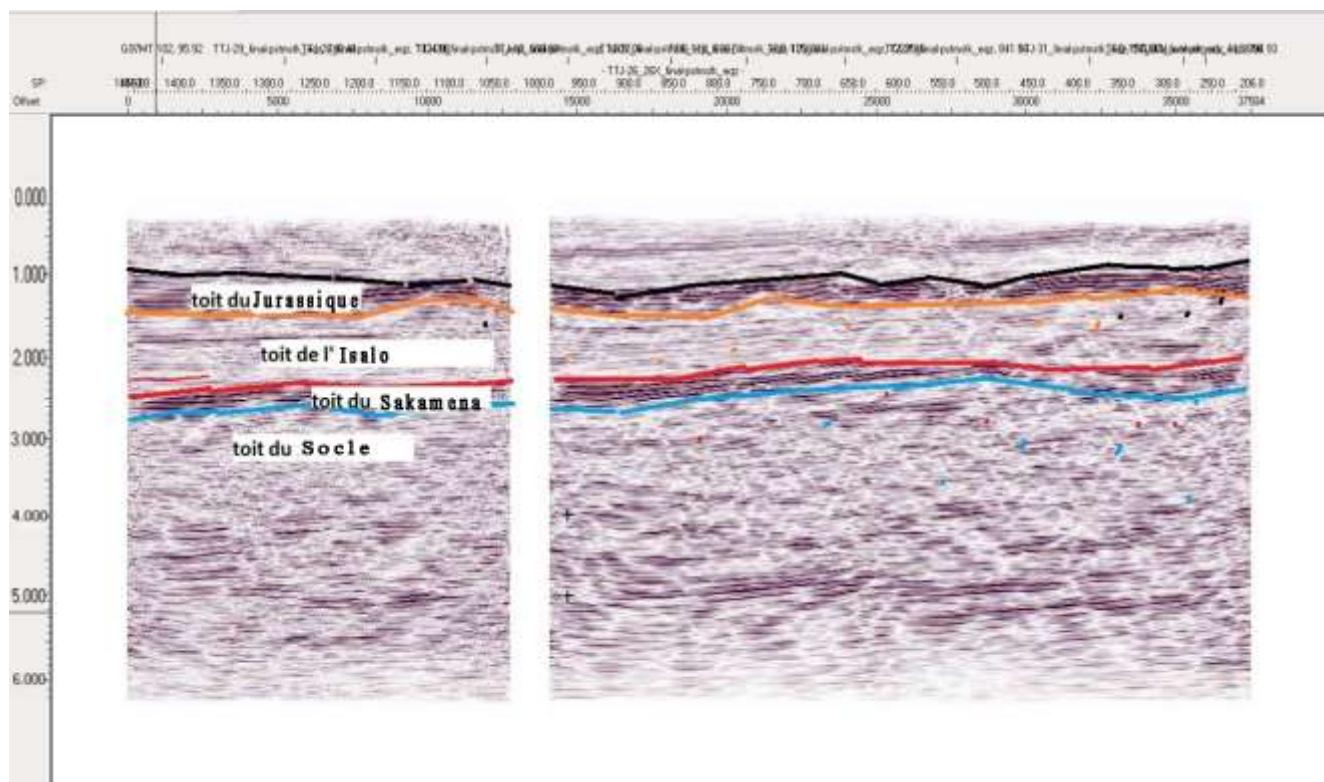


Figure 42 : Interprétation du profil sismique J26x

D'après figure 42 on constate que la première couche à partir de la surface terrestre dont la base est délimitée par la ligne de couleur noire possède une configuration subparallèle, continue avec une amplitude moyenne, elle est identifiée comme le dépôt du Crétacé. La deuxième couche dont la base est délimitée par la ligne orange a une configuration subparallèle, continue avec une forte amplitude. Elle est formée par des signaux de faible longueur d'onde. Elle est identifiée comme le dépôt du jurassique. La troisième couche dont la base est délimitée par la ligne rouge a une configuration subparallèle avec une bonne continuité et une amplitude faible. Elle est identifiée comme le dépôt de l'Isalo. La quatrième couche dont la base est délimitée par la ligne de couleur bleue possède aussi une configuration subparallèle avec une bonne continuité et une forte amplitude. Elle est identifiée comme étant le dépôt du Sakamena. La dernière couche dont le toit est limité par la ligne bleue possède une configuration chaotique, elle est identifiée comme étant le socle cristallin.

D'après les figures 41 et 42 on constate que les couches du modèle coïncident avec l'interprétation sismique. Comme le profil BB' passe également par le puits Manambolo-1 nous avons pu vérifier l'exactitude du nombre et de l'épaisseur des couches du modèle. En insérant le puits dans le modèle d'après la figure 41 on constate que le nombre et l'épaisseur des couches du modèle au voisinage du puits coïncident avec ceux du puits.

c) profil CC'

Ce profil est de direction NO-SE situé dans la partie centrale de la zone d'étude et de longueur 65370 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XC: 214079, YC: 798797 et XC': 239638, YC': 738631(en mètre).

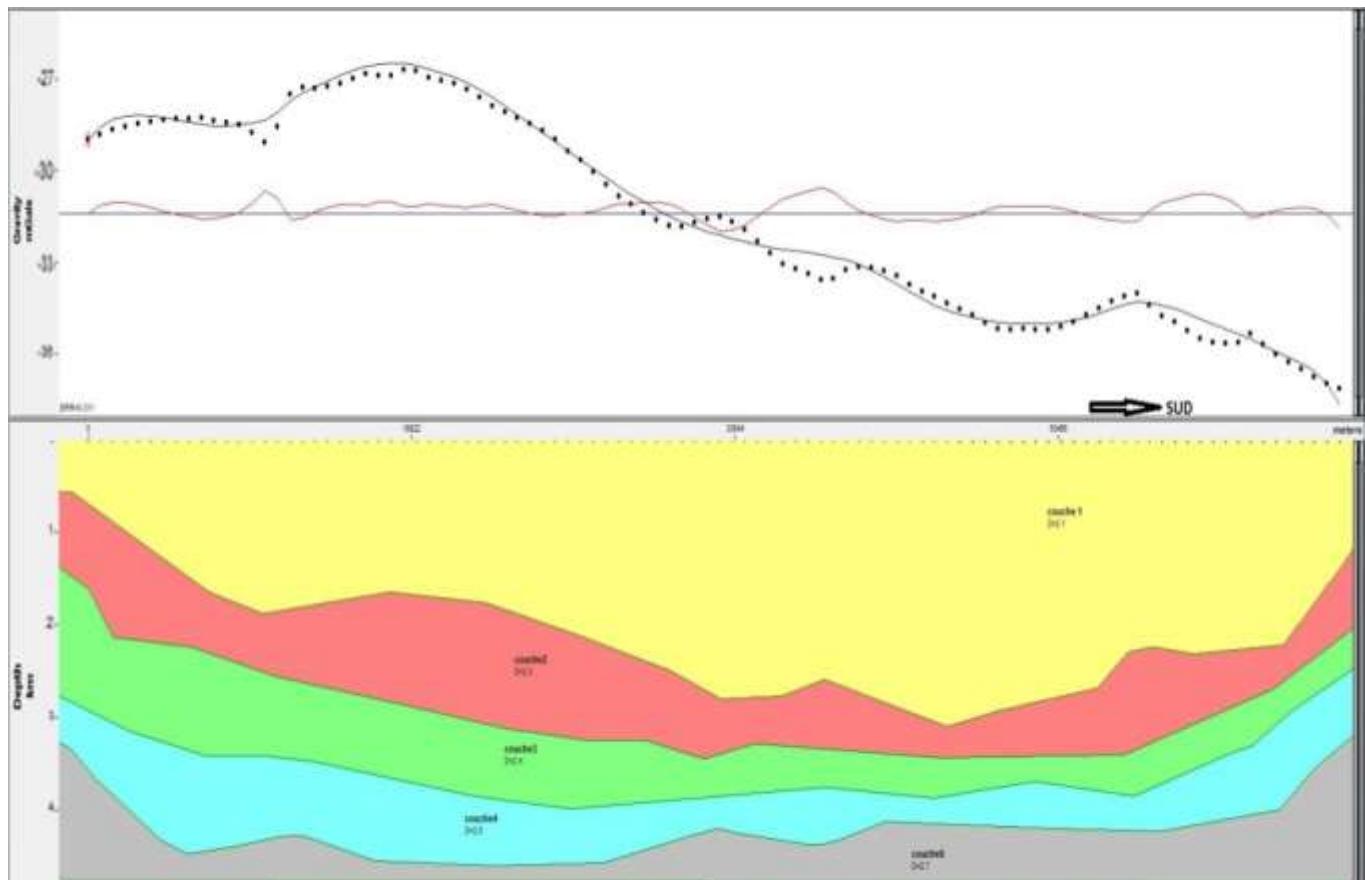


Figure 43 · Modèle du profil CC'

La couche 1 colorée en jaune est identifiée comme le dépôt du Crétacé avec une densité moyenne de $2,1 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 2 colorée en rouge est identifiée comme le dépôt du Jurassique, elle a une densité moyenne de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$. Son allure générale est peu différente de celle de la courbe gravimétrique. La couche 3 colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle a une densité moyenne de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin.

d) profil DD'

Ce profil est de direction NO-SE situé dans la partie centrale de la zone d'étude et de longueur 67496 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XD: 232335, YD: 801178 et XD': 258847, YD': 739107(en mètre).

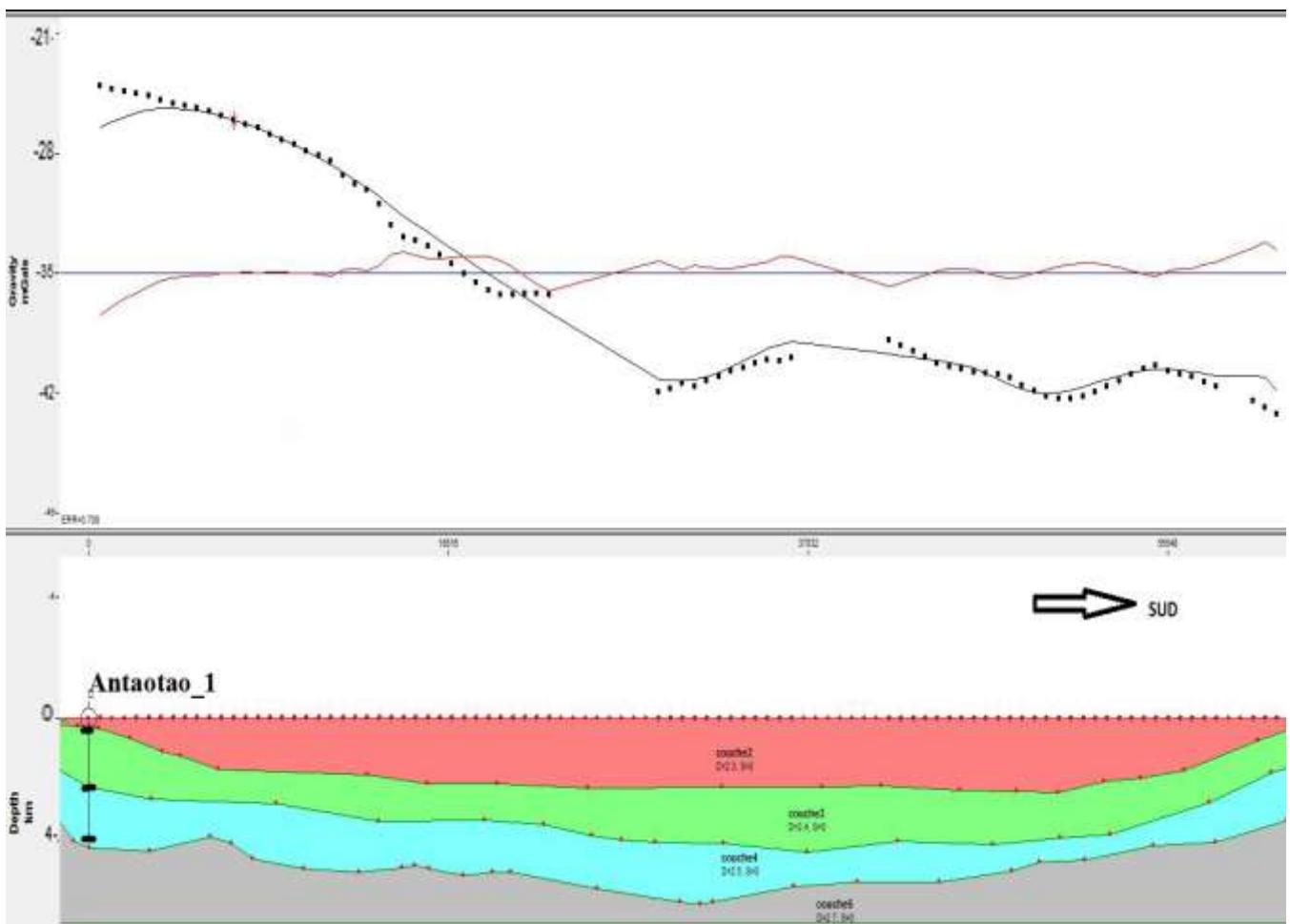


Figure 44 : Modèle du profil DD'

La couche 2 colorée en rouge dont la densité moyenne est de $2,3\text{g.cm}^{-3}$ affleure à la surface, elle est identifiée comme le dépôt du jurassique. La couche 3 colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle a une densité moyenne de $2,4\text{g.cm}^{-3}$. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena de densité moyenne égale à $2,5\text{g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne égale à $2,7\text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin. Ce profil passe par le puits de forage Antaotao-1. Comme les données concernant ce puits sont connues, nous avons pu l'insérer dans le modèle. D'après la figure 44 on constate que le nombre et l'épaisseur des couches du modèle coïncident avec ceux du puits. Donc avec les données dont nous disposons, on peut dire que ce modèle est le plus proche de la réalité.

e) profil EE'

Ce profil est de direction NO-SE situé dans la partie Est de la zone d'étude et de longueur 67602 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XE: 253290, YE: 799750 et XE': 280437, YE': 737837(en mètre).

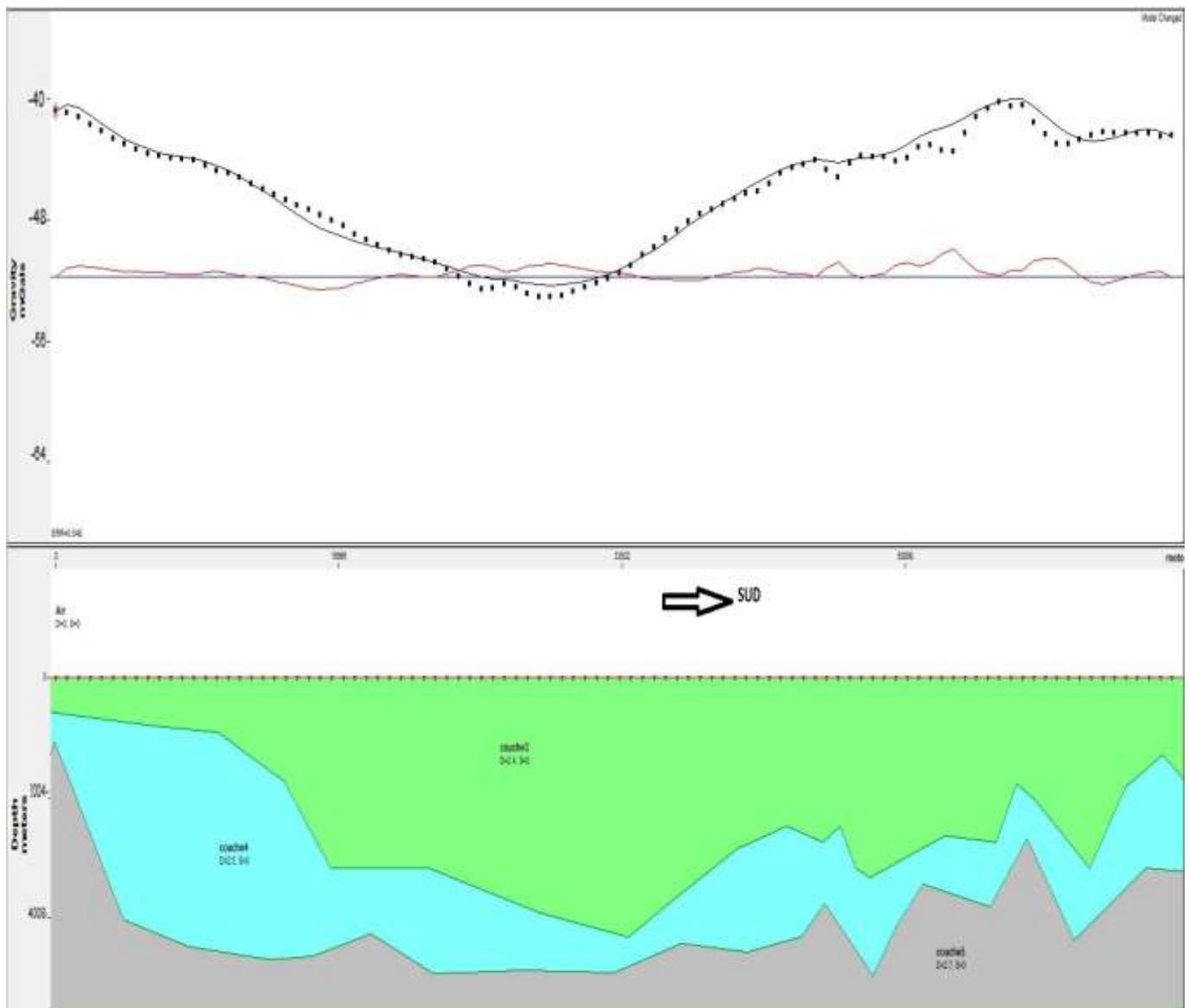


Figure 45 : Modèle du profil EE'

La couche 3 dont la densité moyenne est égale à $2,4\text{g.cm}^{-3}$ colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle affleure à la surface. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne égale à $2,5\text{g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne égale à $2,7\text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin.

f) profil FF'

Ce profil est de direction NO-SE situé à l'extrême Est de la zone d'étude et de longueur 60705 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XF: 269483, YF: 799908 et XF': 295994, YF: 745298(en mètre).

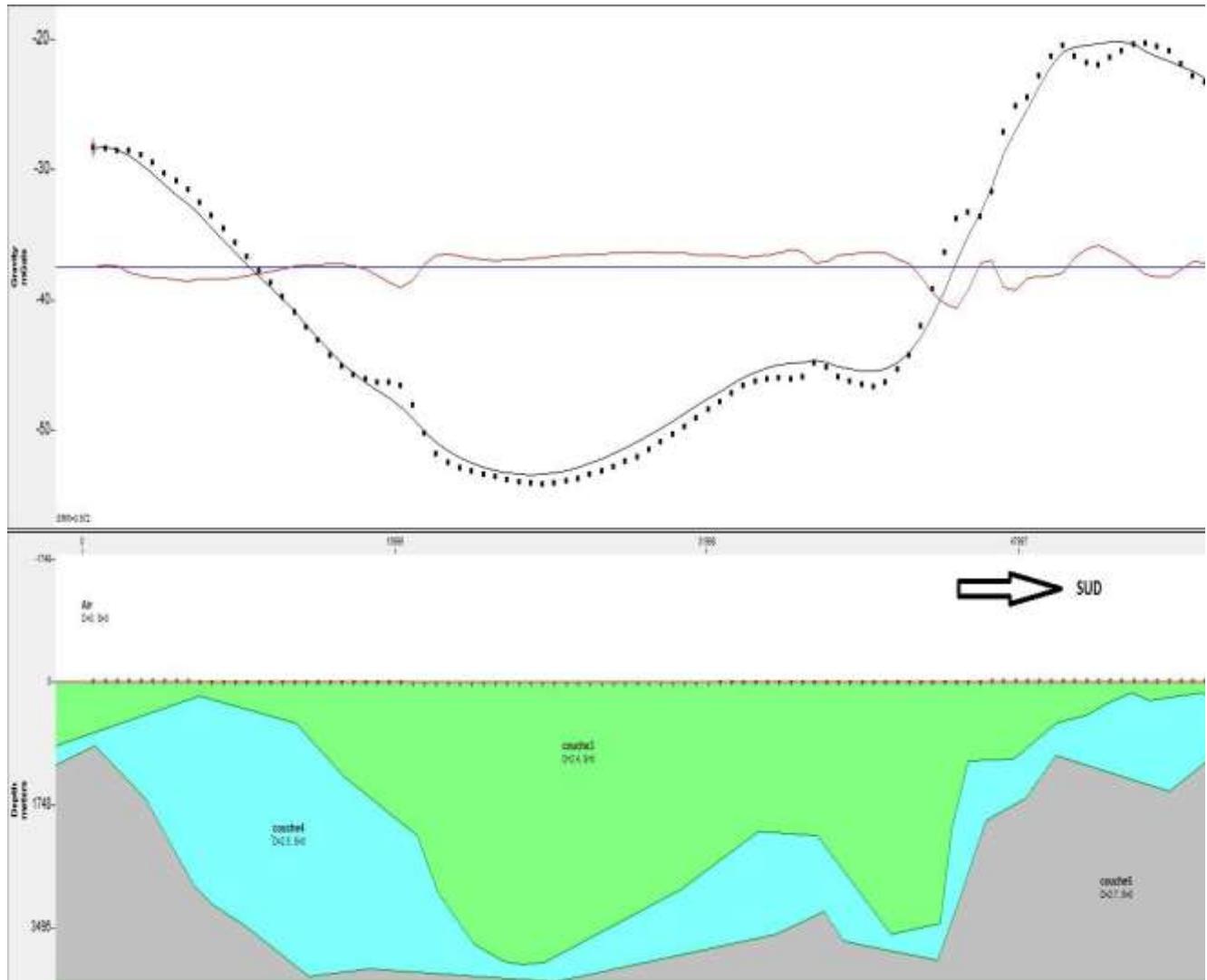


Figure 46 : Modèle du profil FF'

La couche 3 dont la densité moyenne est égale à $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$ colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle affleure à la surface. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne égale à $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne égale à $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin. Dans ce modèle on constate que la courbe des anomalies donne l'allure du socle.

g) profil G'G

Ce profil est de direction NE-SO situé au Nord de la zone d'étude et de longueur 70260 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XG: 171693, YG: 780858 et XG': 239320, YG': 799908(en mètre).

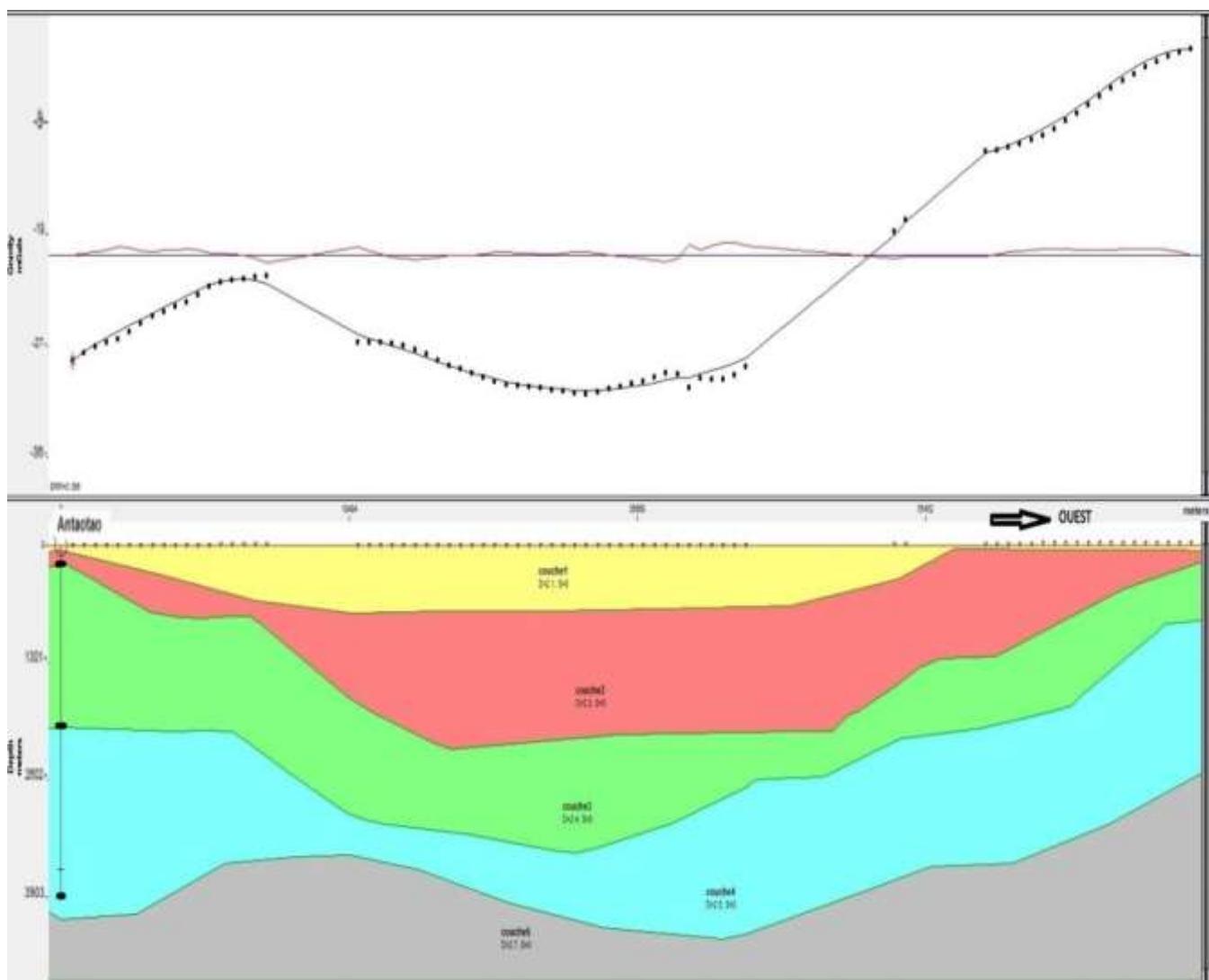


Figure 47 : Modèle du profil GG'

La couche 1 colorée en jaune est identifiée comme le dépôt du crétacé avec une densité moyenne de $2,1 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 2 colorée en rouge est identifiée comme le dépôt du jurassique, elle a une densité moyenne de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$.

La couche 3 colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle a une densité moyenne de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin.

D'après la figure 39 ce profil est parallèle à la ligne sismique E-01, une interprétation sismique par analyse de faciès a été appliquée afin de pouvoir vérifier le modèle.

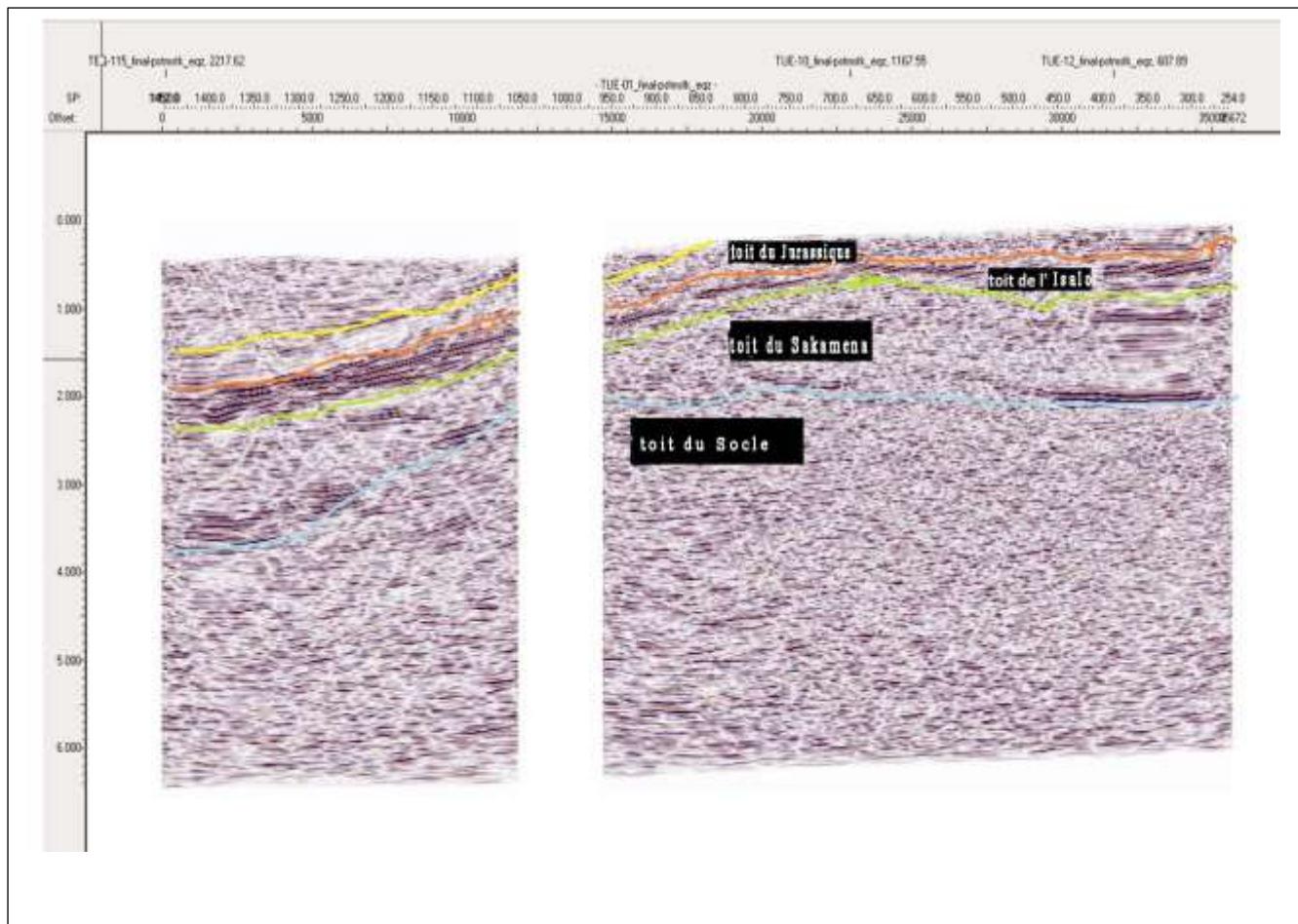


Figure 48 : Interprétation du profil sismique E-01

La première couche dont la base est délimitée par la ligne jaune a une configuration subparallèle avec une amplitude moyenne. Elle est identifiée comme le dépôt du crétacé. La deuxième couche dont la base est délimitée par la ligne de couleur orange formée par des signaux de faible amplitude est identifiée comme le dépôt du jurassique. La troisième couche dont la base est délimitée par la ligne de couleur verte est formée par des strates continues avec une amplitude des réflexions élevée. Elle est identifiée comme le dépôt de l'Isalo. La quatrième couche dont la base est délimitée par la ligne de couleur bleue possède une configuration subparallèle discontinue avec une amplitude faible. Elle est identifiée comme le dépôt du Sakamena. La dernière couche dont le toit est délimité par la ligne bleue a une configuration chaotique. Elle est identifiée comme étant le socle. On remarque aussi que plus le signal progresse en profondeur, plus il s'appauvrit en hautes fréquences et que plus les terrains sont profonds, plus les vitesses y sont rapides, à cause de l'augmentation de la densité des sédiments par compaction.

D'après les figures 47 et 48, on constate que les couches du modèle coïncident avec celles de l'interprétation sismique.

h) profil H'H

Ce profil est de direction NE-SO situé au Nord de la zone d'étude et de longueur 100613 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XH: 176297, YH: 768635 et XH': 272182, YH': 799115. (En mètre).

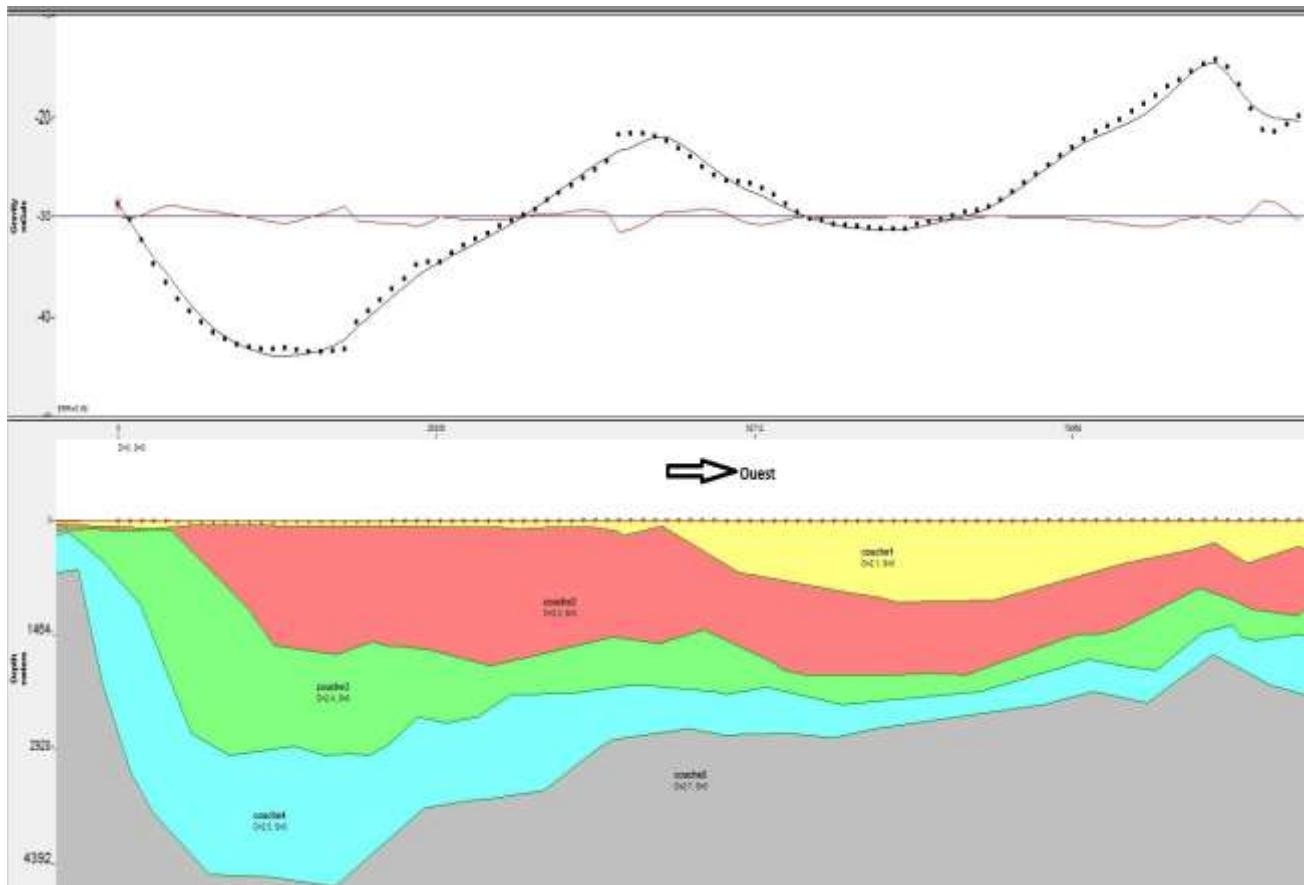


Figure 49 : Modèle du profil HH'

La couche 1 colorée en jaune est identifiée comme le dépôt du crétacé avec une densité moyenne de $2,1 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 2 colorée en rouge est identifiée comme le dépôt du jurassique, elle a une densité moyenne de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 3 colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle a une densité moyenne de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin.

i) profil II

Ce profil est de direction NE-SO situé dans la partie centrale de la zone d'étude et de longueur 112954 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XI: 188044, YI: 748949 et XI': 295042 , YI': 785145 (en mètre).

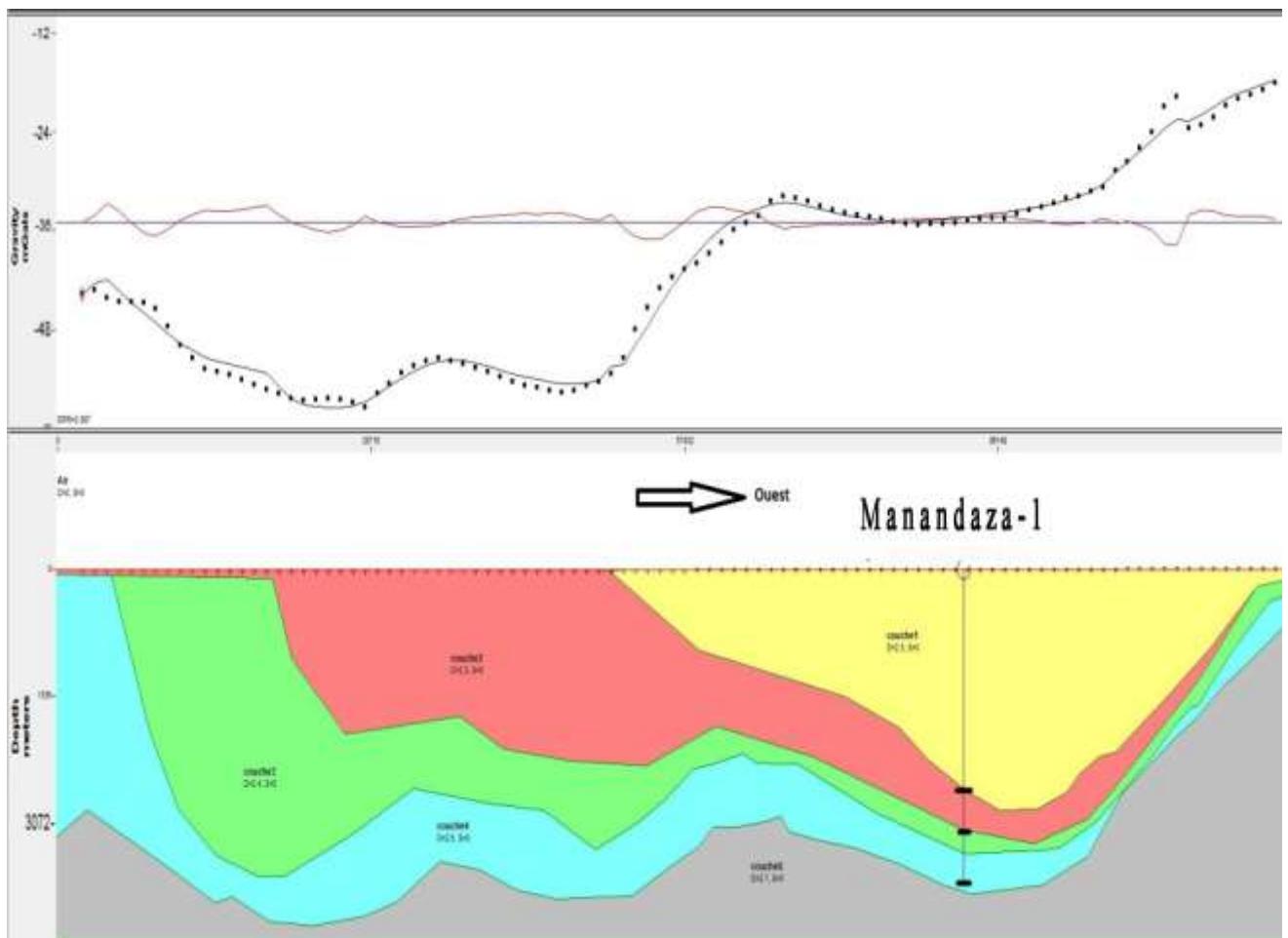


Figure 50 : Modèle du profil II'

La couche 1 colorée en jaune est identifiée comme le dépôt du crétacé avec une densité moyenne de $2,1 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 2 colorée en rouge est identifiée comme le dépôt du jurassique, elle a une densité moyenne de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 3 colorée en vert est identifiée comme le dépôt de l'Isalo, elle a une densité moyenne de $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 4 colorée en bleu est identifiée comme le dépôt du Sakamena, elle a une densité moyenne de $2,5 \text{ g.cm}^{-3}$. La couche 5 colorée en gris de densité moyenne $2,7 \text{ g.cm}^{-3}$ est identifiée comme étant le socle cristallin.

Ce profil passe par le puits de forage Manandaza-1. Comme les données concernant ce puits sont connues, nous avons pu l'insérer dans le modèle. D'après la figure 44 on constate que le nombre et l'épaisseur des couches du modèle coïncident avec ceux du puits. Donc avec les données que nous avons on peut dire que ce modèle est le plus proche de la réalité.

j) profil J'J

Ce profil est de direction NE-SO situé dans la partie Sud de la zone d'étude et de longueur 57399 m dont les coordonnées respectives des extrémités sont XI: 242813, YI: 738154 et XI': 296312, YI': 758951 (en mètre).

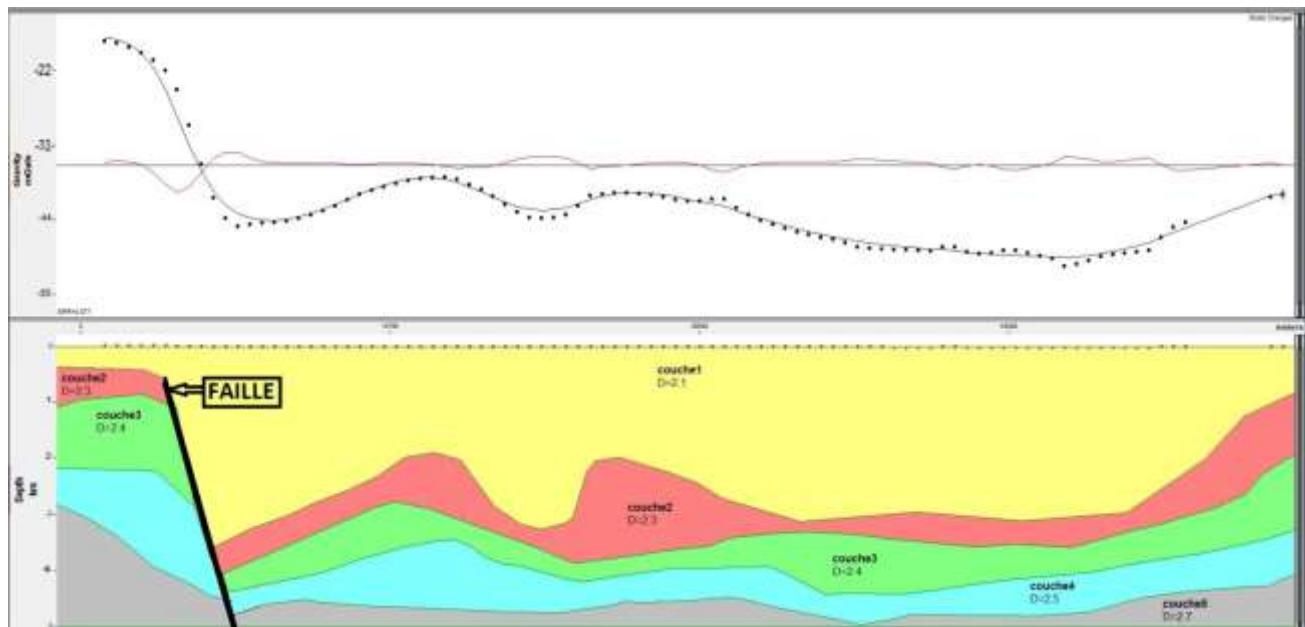


Figure 51 : modèle du profil JJ'

En considérant la géologie de surface, cette faille peut correspondre à la faille de Bekopaka.

Après avoir enlevé l'anomalie régionale, nous obtenons une carte des anomalies résiduelles dues au bassin sédimentaire (figure 33).

Afin de vérifier la présence de la faille dans le modèle du profil JJ' nous avons procédé à une modélisation en 2D suivant le profil JJ' mais en utilisant la carte d'anomalie résiduelle.

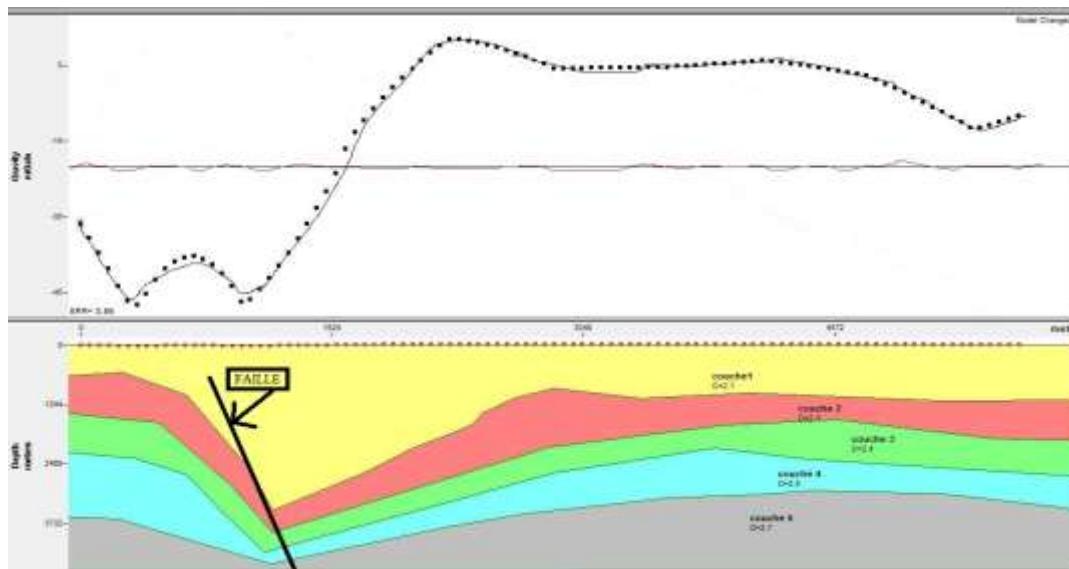


Figure 52 : Modèle du profil JJ' obtenu avec la carte d'anomalie résiduelle

Avec le modèle obtenu à partir de la carte d'anomalie résiduelle on peut constater l'éventuelle présence d'une faille. (Figure 52). En comparant le modèle obtenu à partir de la carte d'anomalie résiduelle (figure 52) avec celle obtenue à partir de la carte d'anomalie de Bouguer (figure 51) on peut dire que la faille existe.

III.3.3. Modélisation 3D

Le calcul des anomalies tient compte des contrastes de densité des corps compris entre 0 et 15 km de profondeur. Ce sont les marqueurs de ces contrastes que l'on va modéliser en 3D. D'après les modèles 2D, on peut tirer cinq (5) marqueurs.

Tableau 6 : Présentation des marqueurs

Nomenclatures	Couches supérieures	Densité moyenne [g/cm ³]	Couches inferieures	Densité moyenne [g/cm ³]
Marqueur I	Couche 1	2,1	Couche 2	2,3
Marqueur II	Couche 2	2,3	Couche 3	2,4
Marqueur III	Couche 3	2,4	Couche 4	2,5
Marqueur IV	Couche 4	2,5	Couche5	2,7
Marqueur V	Couche5	2,7	—	—

III.3.3.1. Résultats et interprétations

Les marqueurs représentent la surface en 3D des toits de chaque couche.

a) Marqueur 1

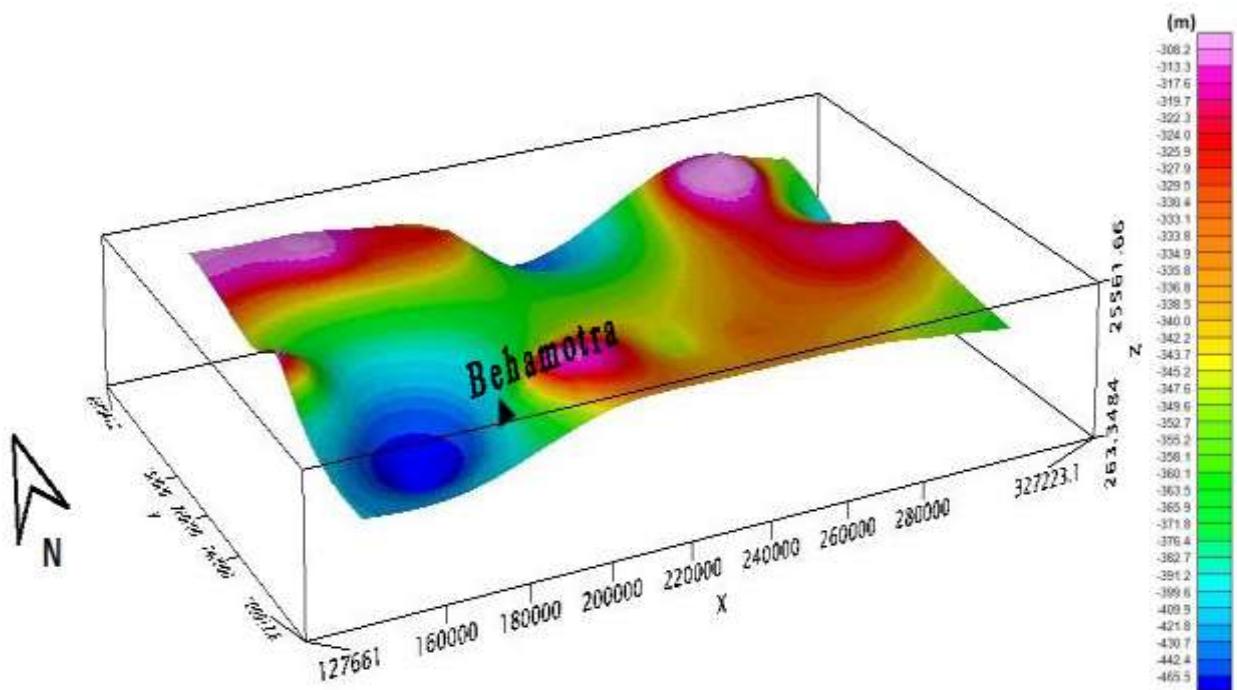


Figure 53 : Modèle 3D surface du marqueur I

Le marqueur I met en évidence la profondeur des sédiments comprise entre -465m et -308m dans cette zone. La profondeur minimale se trouve au Nord de la zone d'étude tandis que la profondeur maximale se trouve au Sud-Ouest de la zone d'étude à l'Ouest de Behamotra. Cette surface met en évidence la structure des affleurements.

b) Marqueur II

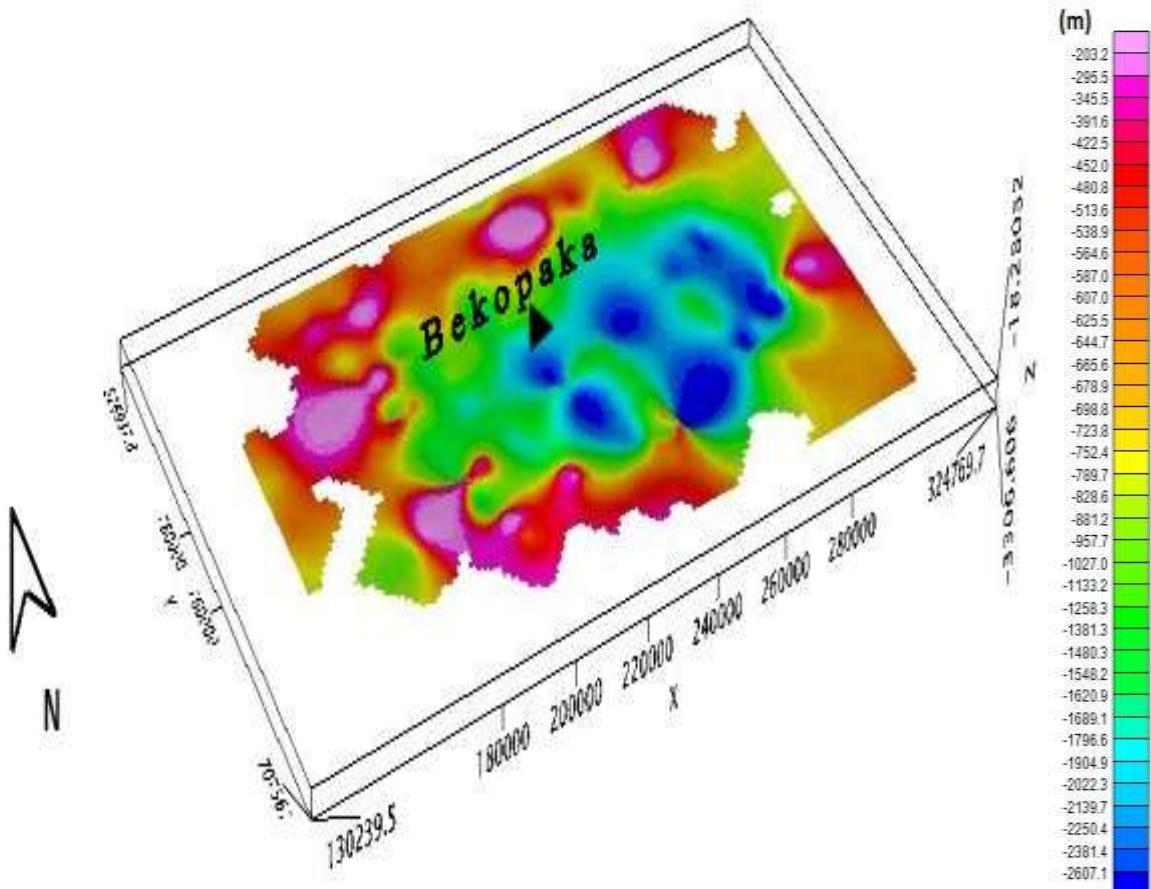


Figure 54 : Modèle 3D surface du marqueur II

La profondeur du marqueur II est comprise entre -2607m et -203m. Cette surface met en évidence la variation des profondeurs du toit du jurassique. La profondeur maximale se situe dans la partie centrale de la zone aux alentours de Bekopaka. La profondeur est faible aux extrémités de la zone d'étude.

c) Marqueur III

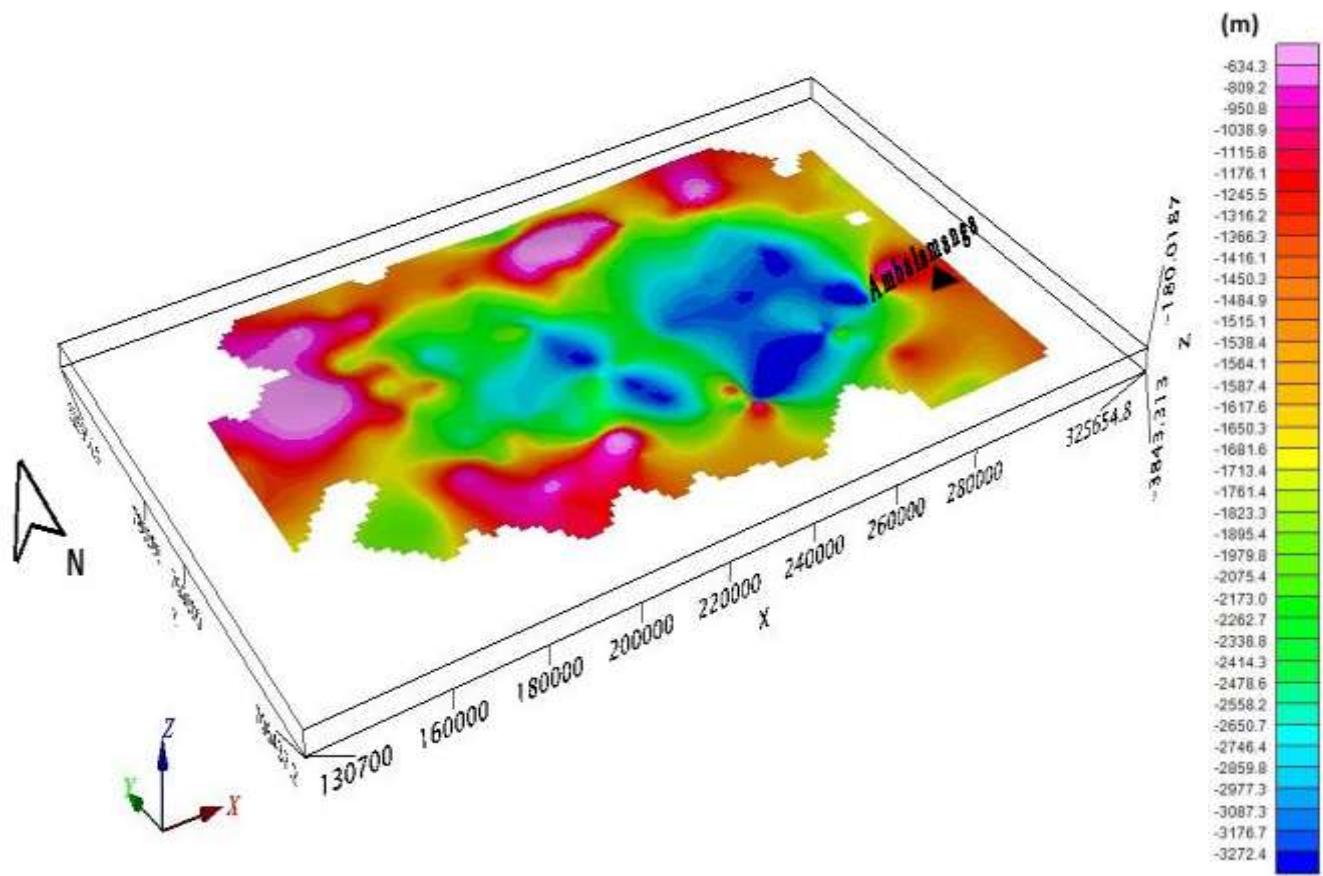


Figure 55 : Modèle 3D surface du marqueur III

La profondeur du marqueur III varie entre -3272 à -634m. La profondeur maximale des sédiments se situe à l'Est de la zone légèrement à l'Ouest d'Ambalamanga. Cette surface met en évidence la variation des profondeurs du toit de l'Isalo.

d) Marqueur IV

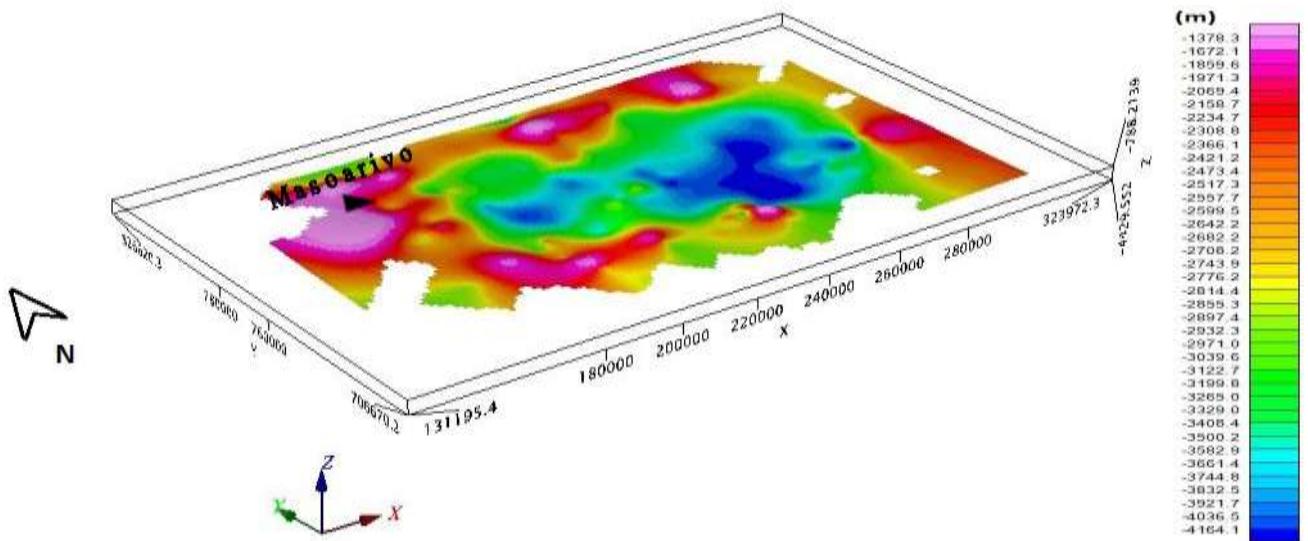


Figure 56 : Modèle 3D surface du marqueur IV

La profondeur du marqueur IV est comprise entre -4164m et -1378m. Cette surface met en évidence la variation des profondeurs du toit du Sakamena. La profondeur minimale se situe au Nord-Ouest de la zone aux alentours de Masoarivo. On remarque de forte valeur de profondeur dans la partie centrale de la zone. On remarque aussi des anticlinales et des formations de faille à forte valeur de profondeur. Ces anticlinales et ces formations montrent l'importance de la tectonique cassante.

e) Marqueur V

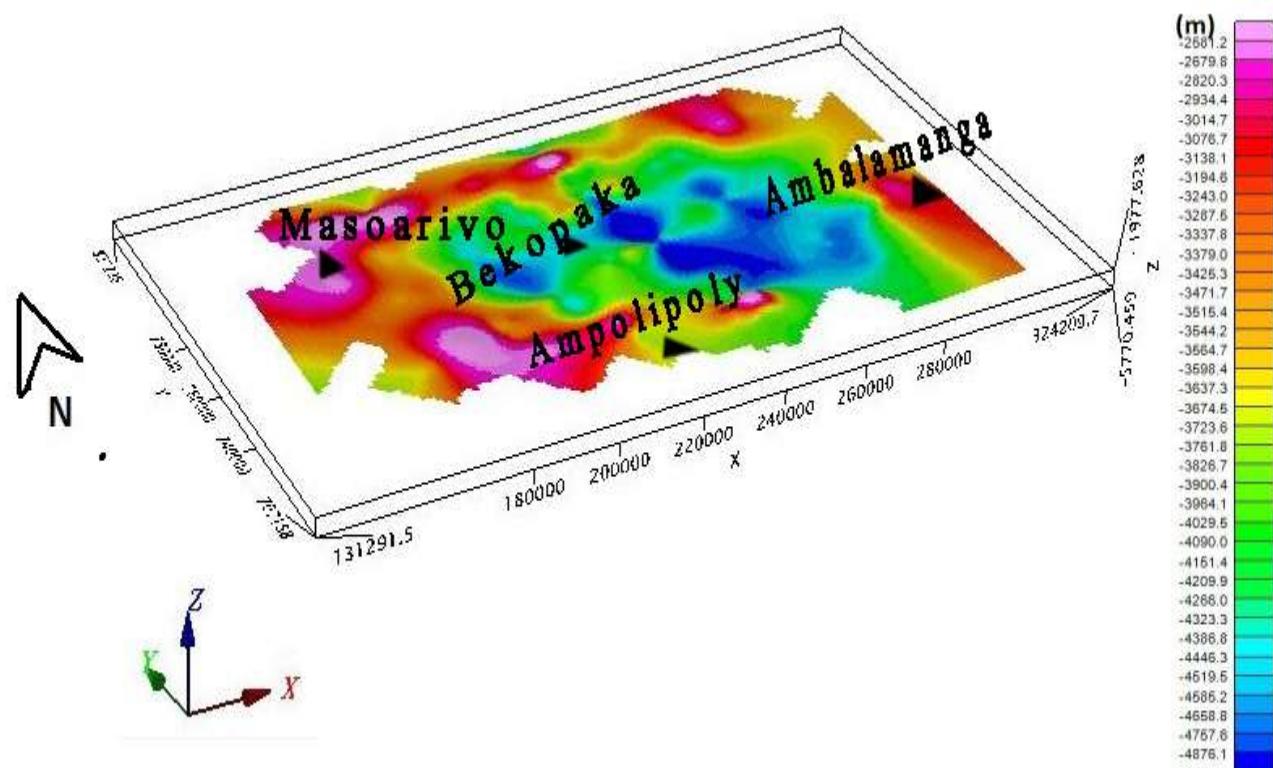


Figure 57 : Modèle 3D surface du marqueur V

La profondeur du marqueur V est comprise entre -4876m et -2581m. Cette surface met en évidence la variation de la profondeur du toit du dôme cristallin. La profondeur est minimale aux extrémités de la zone et maximale dans la partie centrale de la zone d'étude. On remarque aussi des formations de failles dans les fortes profondeurs.

III.3.3.2. Modèle 3D de la zone d'étude

Après avoir effectué la modélisation individuelle de chaque marqueur qu'on peut rencontrer dans le sous-sol de notre zone d'étude, on peut présenter un modèle tridimensionnel qui n'est autre que la superposition des différents marqueurs. Ceci est fait afin d'en tirer une interprétation convenable en tenant compte des données géologiques et géophysiques.

a) Vue globale

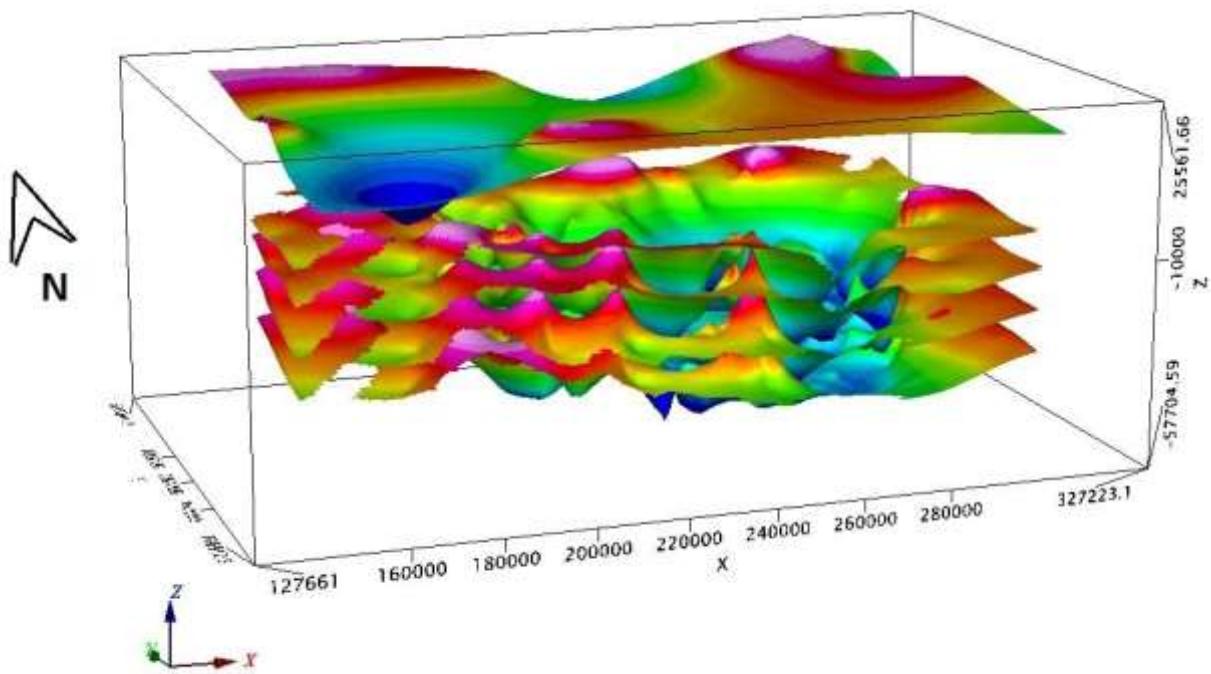


Figure 58 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue globale

A partir de la bordure du socle cristallin, l'enfoncement est rapide, le socle atteignant la profondeur de 6000 à 7000 mètres à 30 km du contact socle-bassin sédimentaire. La fosse Karoo se prolonge vers l'Ouest avec des profondeurs de 7000 à même 8000 m jusqu'à la région côtière où le socle se relève jusqu'à 4500 m.

b) Vue du Nord

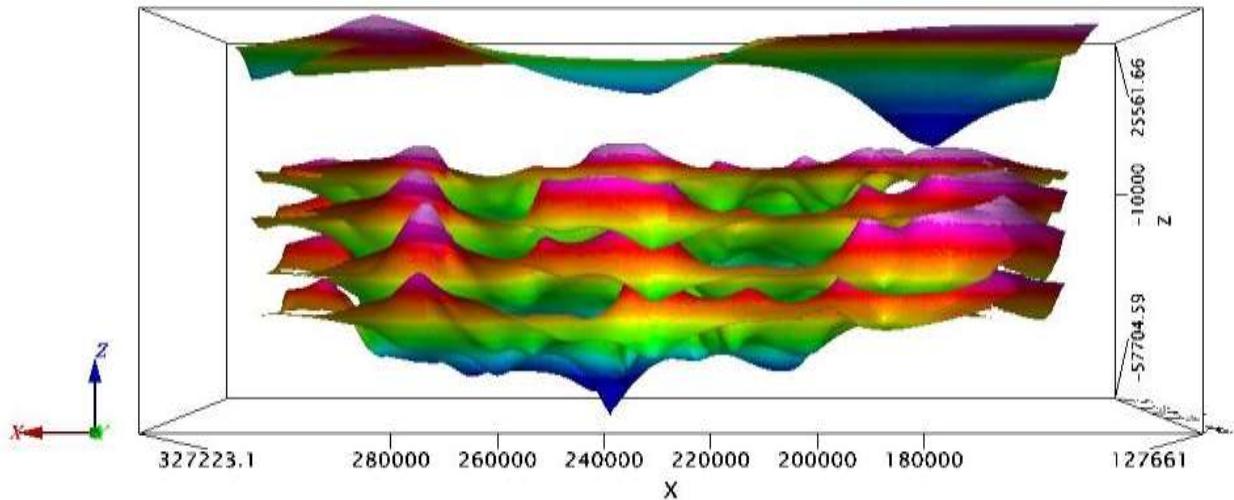


Figure 59 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue du Nord

c) Vue du Sud

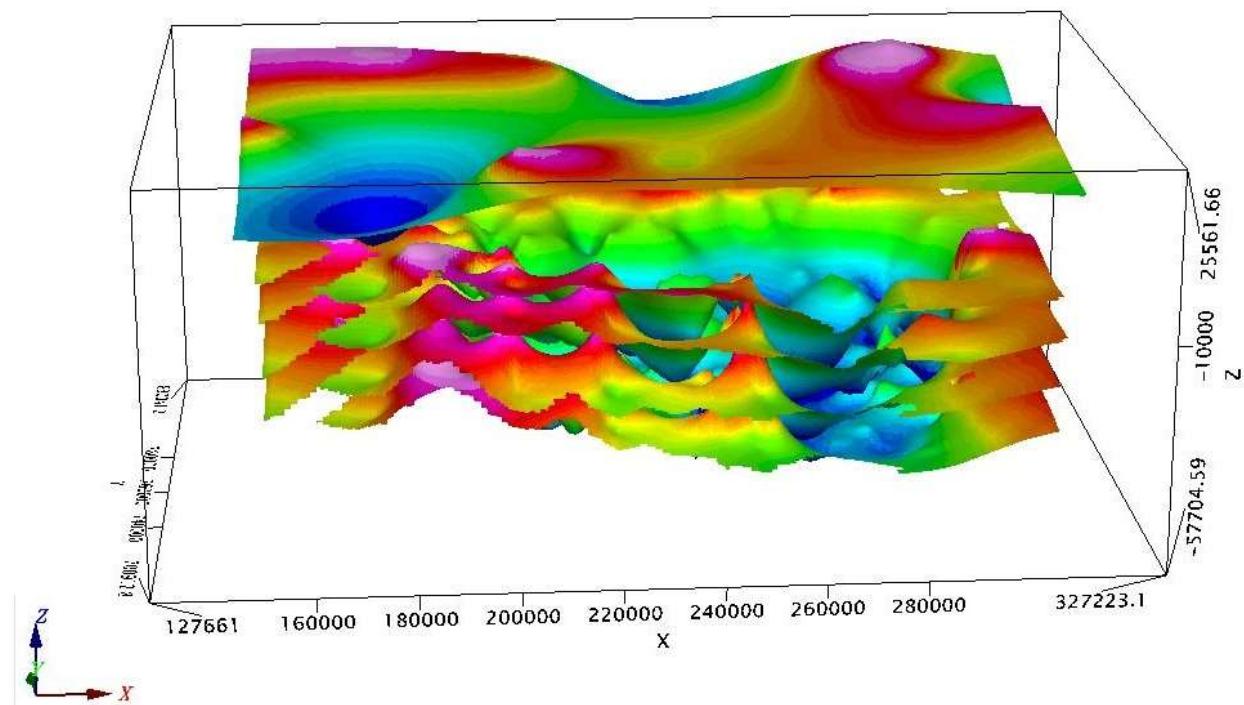


Figure 60 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue du Sud

d) Vue de l'Est

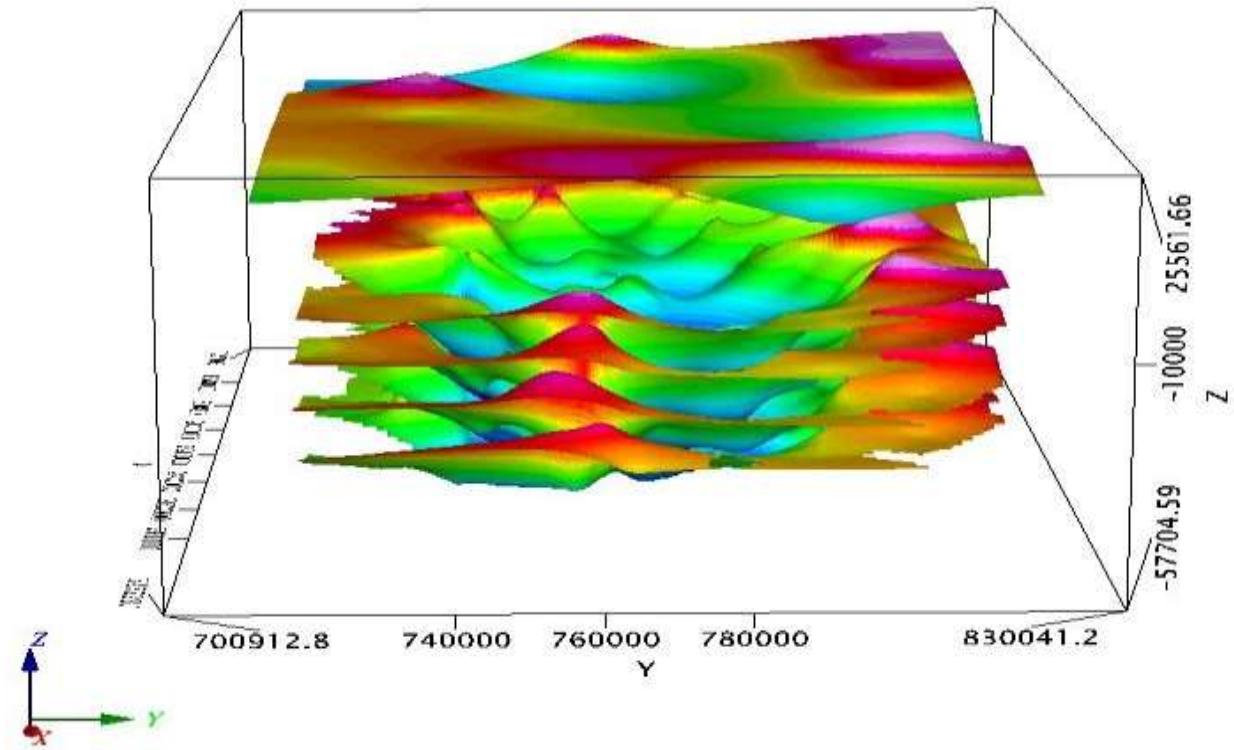


Figure 61 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue de l'Est

e) Vue de l'Ouest

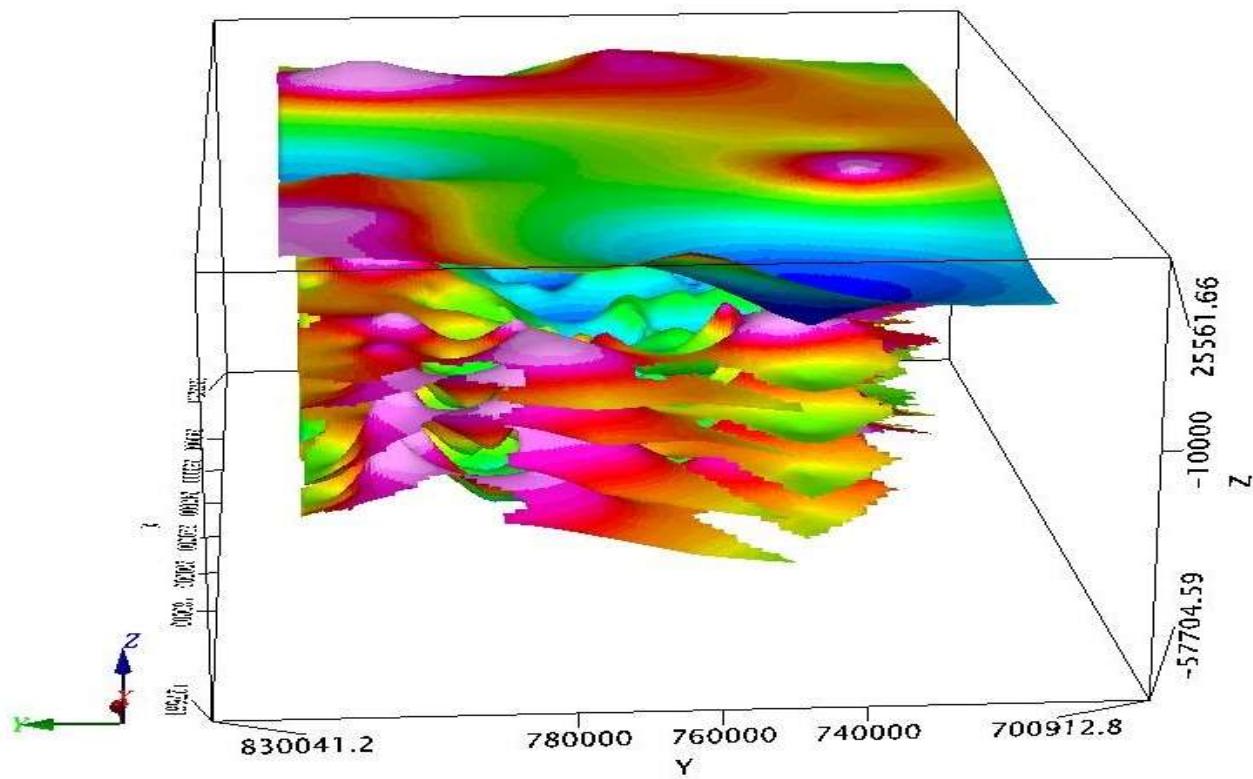


Figure 62 : Modèle 3D de la structure du sous-sol de la zone d'étude vue de l'Ouest

En combinant les résultats de cette étude à ceux de mes deux autres collègues RANDRIAMANANA Tahinarizao Sergio Rolland et RAHARISON Alexandre, on obtient le modèle 3D de la structure du bassin sédimentaire du Nord Morondava.

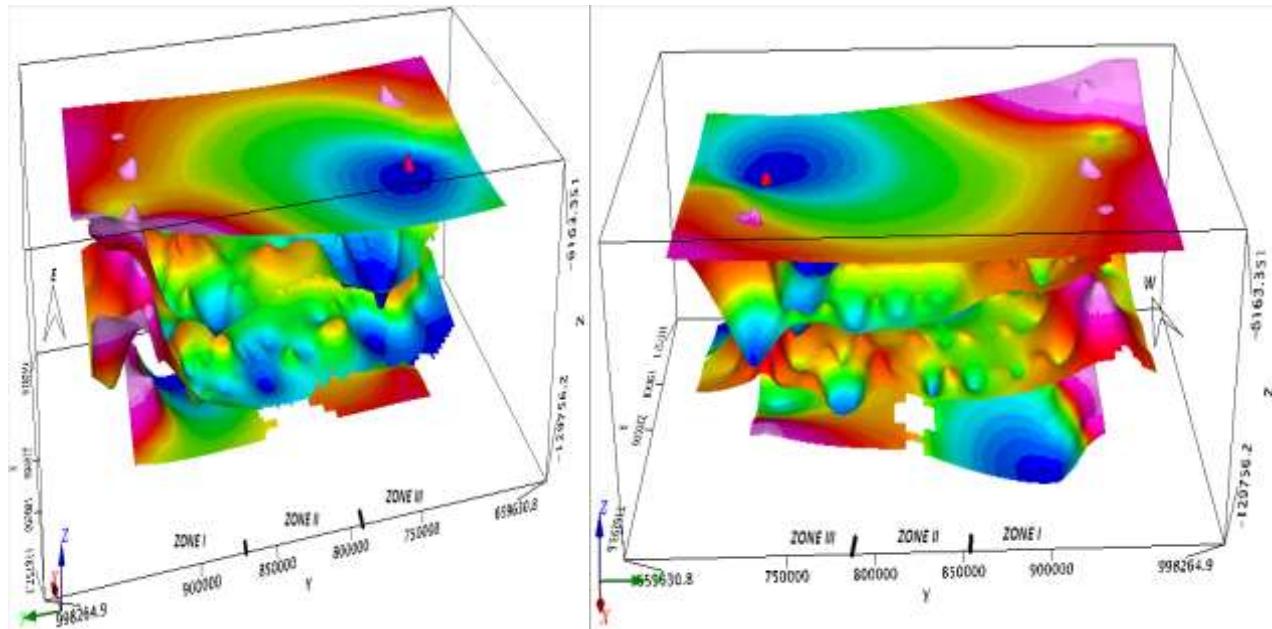


Figure 63 : Modèle 3D de la structure du sous-sol du bassin Nord Morondava

III.3.4. Synthèse des résultats

Les traitements des données géophysiques dans cette étude ont été faits en corrélation avec les données sismiques et les données de forages afin d'établir un modèle proche de la réalité. Un modèle en trois dimensions de la structure du sous-sol de la zone d'étude a été obtenu en superposant les différentes surfaces(Marqueur).Ceci est fait afin d'en tirer une interprétation convenable en tenant compte des données géologiques et géophysiques.

Grâce au modèle obtenu et à la corrélation avec les données géologiques et sismiques, on peut dire que la couche1 de densité moyenne de $2,1 \text{ g.cm}^{-3}$ correspond au dépôt du Crétacé composé de grès, d'argile et de silt. La couche 2 correspond au dépôt du Jurassique avec une densité moyenne de $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$, elle est composée principalement de grès. La couche 3 correspond au dépôt de l'Isalo avec une densité moyenne de $2,4\text{g.cm}^{-3}$ et est composée par de grès argileux. La couche 4 avec une densité moyenne de $2,5\text{g.cm}^{-3}$ correspond au dépôt du Sakamena et composée par une alternance de grès d'argile et de silt. La cinquième couche avec une densité de $2,7\text{g.cm}^{-3}$ est identifiée comme le socle cristallin. Elle est atteinte à une profondeur moyenne de 5 km. D'après les valeurs des anomalies gravimétriques et de la connaissance géologique et sismique, on peut en déduire pour la tectonique du socle que les pendages sont généralement faibles et dirigés vers l'Ouest. L'allure générale est toujours celle d'un monoclinal légèrement incliné vers l'Ouest. Le contact Sakamena - socle forme en général un bloc basculé et faillé de direction générale NNO/SSE.

CONCLUSION

Cette étude nous a permis d'avoir une meilleure visualisation de la structure du sous-sol dans notre zone d'étude et nous a conduits à faire une interprétation beaucoup plus détaillée. La modélisation 3D des données géophysiques est donc un atout majeur pour l'exploitation des richesses souterraines car elle peut être utilisée à une échelle très locale, à une échelle plus régionale sans pour autant affecter la précision des résultats attendus.

Les données géophysiques en plus des trois profils sismiques ont permis d'atteindre notre objectif sur l'étude structurale de la zone Nord du bassin de Morondava.

Concernant l'architecture géologique, ce travail a confirmé en général la géologie de surface et son interprétation a permis l'extension à de grandes profondeurs selon des directions structurales proches de celles observées sur le terrain. Des données géophysiques combinées avec d'autres données géoscientifiques intégrées dans un modèle 3D permet de contraindre les inversions sur la base d'un ou de plusieurs scénarios géologiques. Il est alors possible d'appuyer ou d'éliminer certaines interprétations, de valider et compléter la géologie de surface et surtout de mettre en évidence les corps géologiques de profondeur. Une étude basée sur la modélisation 3D auparavant s'avère très couteuse, alors qu'aujourd'hui le développement récent des capacités des ordinateurs et des logiciels comme le GEOSOFT permet sa réalisation plus rapide et plus performante à des coûts raisonnables. Ainsi, notre étude peut s'appliquer dans le domaine de l'exploration pétrolière avec à l'appui la quantité, la qualité et la disponibilité des données géoscientifiques existantes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Ouvrages et mémoires :

1. H. Besairie, 1971 : « Géologie de Madagascar- Les terrains sédimentaires », Tananarive, Annales Géologique de Madagascar, fascicule n°35 ;
2. Besairie, 1973: « Précis de la géologie Malgache », Tananarive, Annales géologique de Madagascar, fascicule n°36;
3. Radelli, 1973: « Amer. Ass. Petrol.Geol. Bull, v.59, n°1», Geology and oil of Sakamena basin, Malagasy Republic (Madagascar);
4. Razafimbelo, 1987 : Le bassin de Morondava (Madagascar), Synthèse géologique et structural, thèse doc. Ingénieur, Université L. Pasteur, Strasbourg, 256p ;
5. Beicip, 1988: “Volume 1 et 2”, Petroleum potential of Madagascar 1988
6. Archive Omnis: « CN 1221 », Géologie générale du Karoo de l’Ouest de Madagascar.
7. RABEMANAMBOLA L., 2010 : Vision globale de l’exploration pétrolière
8. RAHARIMANANIRINA Clodette, 2011: Le plateau continental de l’extrême Sud de Madagascar-Etudes tectonique et géophysique, thèse de doctorat.
9. RATSIMBAZAFY J. B. A., 1995: La géophysique Appliquée à l’exploration des fiables et moyennes profondeurs à Madagascar, thèse de doctorat.
10. CollarAcademia: Catalogue de nos formations 2014.
11. RASOLOMANANA Eddy H, 1999: Etude du potentiel en minéralisation chromifère du complexe basique-ultrabasique d’Andriamena par prospection gravimétrique et magnétique, thèse de doctorat.
12. CHOUTEAU M. , 2002: Géophysique Appliquée I, Gravimétrie.
13. ALCONSULT INTERNATIONAL LTD 1996, archive OMNIS).
14. Rapport de fin de Sondage Manambolo-1 1986, archive OMNIS

WEBOGRAPHIE

<http://theses.recherches.gov.mg>, thèse en ligne, (Janvier 2015)

<http://www.geosoft.com>, manuelle du logiciel Oasis montaj, (Février 2015)

<http://www.igeotest.ad>. MICHEL V.T. 1997. Méthode de prospection sismique (Mars 2015)

<http://accesmad.org/lotur> Géologie de Madagascar créée par Sahondra le 7/08/2008, (Mai 2015)

<http://geomada.org> Géologie de Madagascar (Mai 2015)

[http://échelle/geomag.org](http://echelle/geomag.org), échelle du temps géologique (Juin 2015)

<https://anne.sieminskiobs.ujf>, (Janvier 2015)

Annexe 1 : Carte géologique de Madagascar

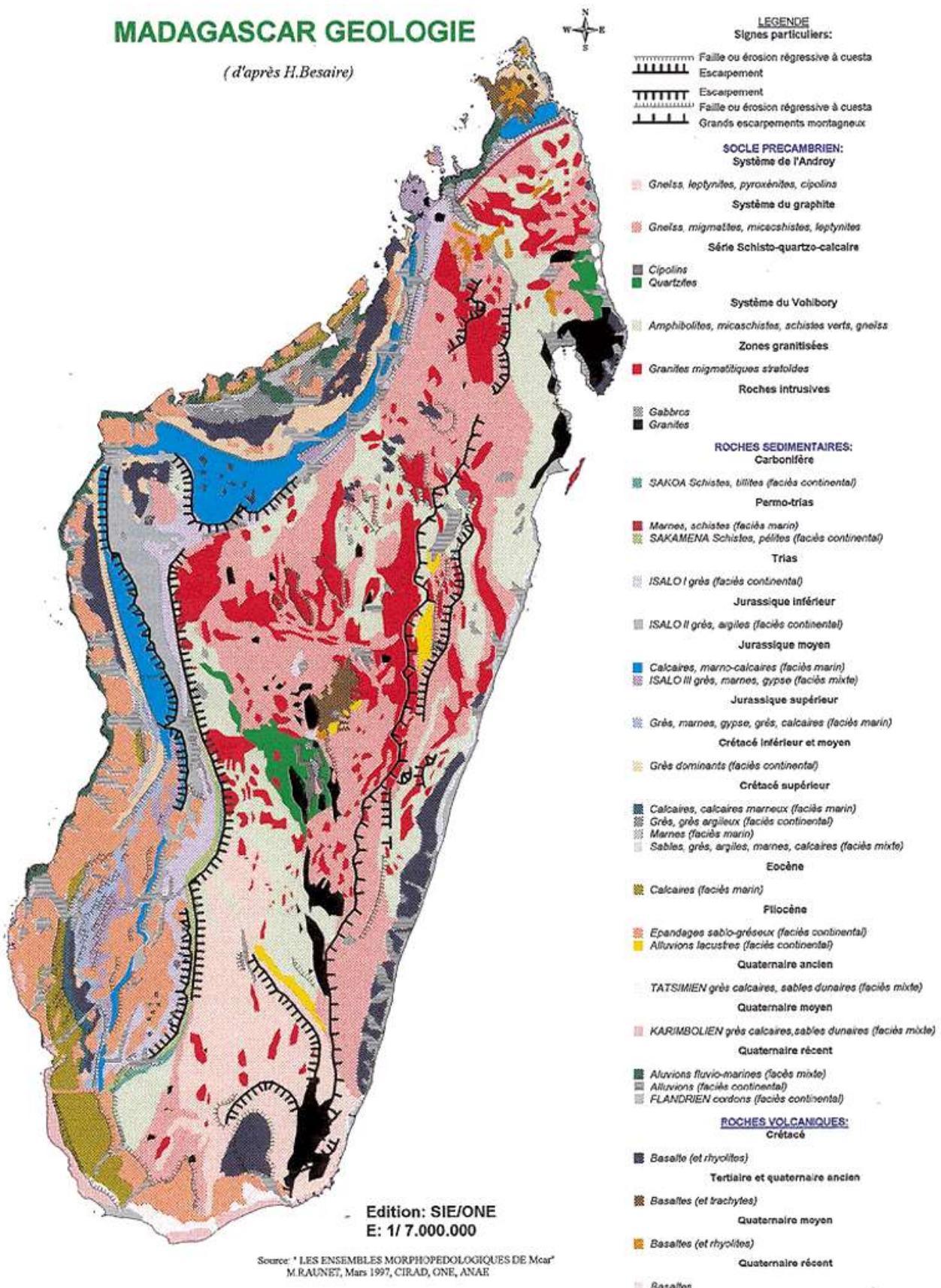


Figure 64 : Carte géologique de Madagascar d'après Besairie

Annexe 2 : Les différentes phases de l'exploration pétrolière

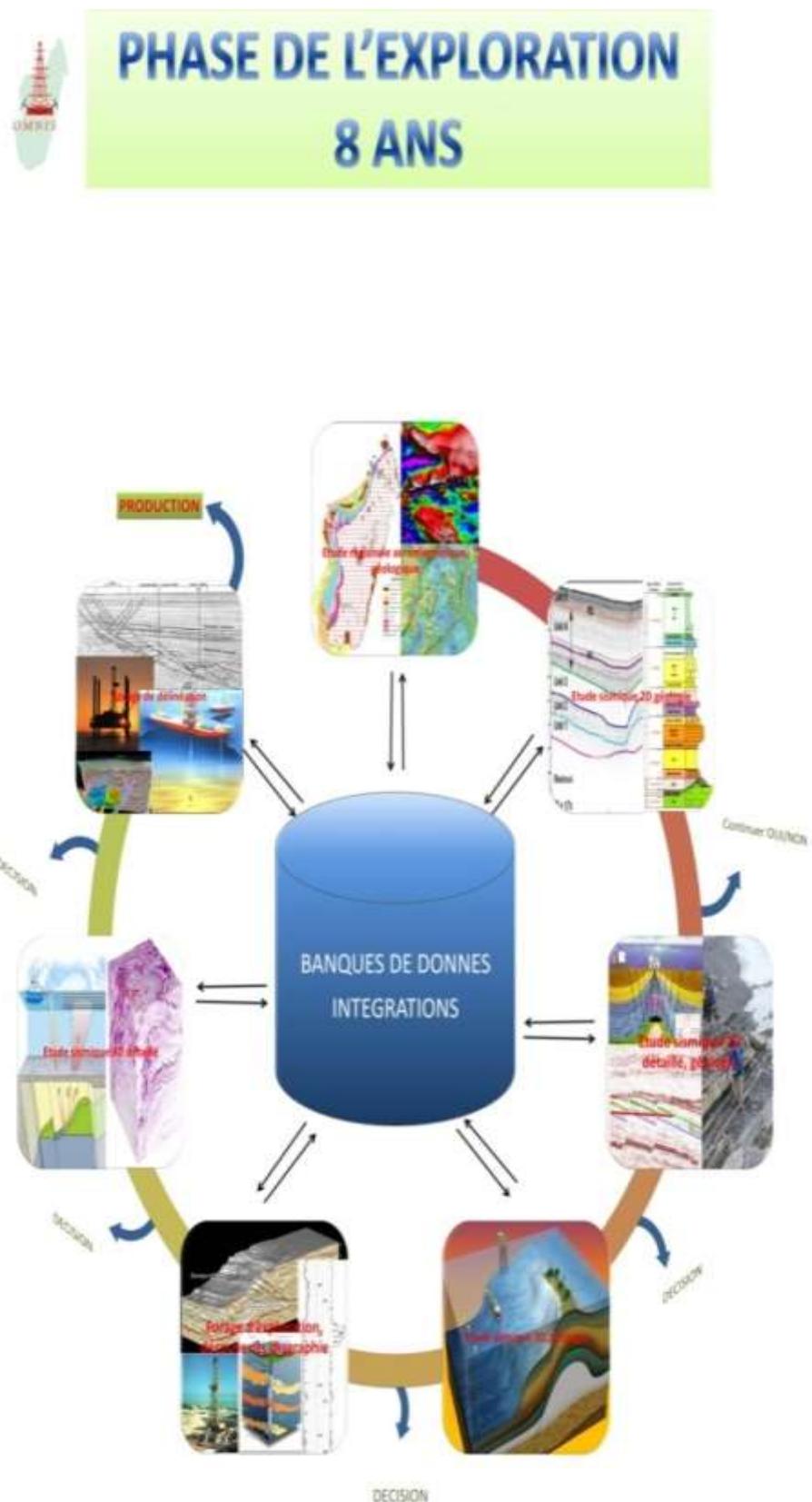


Figure 65 : Différentes phases de l'exploration pétrolière

Table des matières

REMERCIEMENTS	I
SOMMAIRE	II
LISTE DES ACRONYMES ET DES ABREVIATIONS	III
LISTE DES FIGURES.....	IV
LISTE DES TABLEAUX.....	VII
LISTES DES ANNEXES	VIII
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : GENERALITES.....	2
I.1. CONTEXTES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	2
I.1.1. Contexte géographique	2
I.1.2. Contexte géologique	4
I.2. CADRE STRUCTURAL.....	10
I.2.1. Tectonique des bassins sédimentaires	10
I.2.2. Tectonique du bassin de Morondava	12
CHAPITRE II : SUPPORT ET BASES METHODOLOGIQUES	14
II.1. PROSPECTION GRAVIMETRIQUE.....	14
II.1.1. Principe de la gravimétrie.....	14
II.1.2. Les différents modes de levés gravimétriques	15
II.1.3. Traitement des données gravimétriques	18
II.1.4. Interprétation des données gravimétriques.....	19
II.2. ETUDES ANTERIEURES DANS LA ZONE D'ETUDE	20
II.2.1. Campagnes gravimétriques	20
II.2.2. Appareils utilisés	20
II.2.3. Traitements et inventaires des données	21
II.3. PROSPECTION SISMIQUE	22
II.4. TECHNIQUE DE MODELISATION.....	28
II.4.1. Technique de modélisation en 2D	28

II.4.2. Technique de modélisation en 3D	28
CHAPITRE III : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES	32
III.1. PRESENTATION DES DONNEES.....	32
III.1.1. Nature et Origine des données gravimétriques utilisées	32
III.1.2. Interprétation qualitative	34
III.1.3. Forages utilisés.....	37
III.1.4. Nature et origine des données sismiques utilisées	40
III.2. PRESENTATION DES LOGICIELS DE TRAITEMENT	42
III.2.1. Oasis Montaj 6.4.2	42
III.2.2. ArcGis10	46
III.3. MODELISATION ET TRAITEMENT DE DONNEES	47
III.3.1. Choix des profils utilisés.....	47
III.3.2. Modélisation 2D et interprétation	48
III.3.3. Modélisation 3D.....	60
III.3.4. Synthèse des résultats.....	67
CONCLUSION	68
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	69
WEBOGRAPHIE.....	69
Annexe 1 : Carte géologique de Madagascar.....	70
Annexe 2 : Les différentes phases de l'exploration pétrolière	71

Titre du mémoire :

**MODELISATION DES DONNEES GEOPHYSIQUES DU BASSIN SEDIMENTAIRE NORD
MORONDAVA ENTRE LES PARALLELES
740 ET 800**

RESUME

Le bassin sédimentaire de Morondava est affecté par une tectonique essentiellement cassante (structures en horsts et grabens du Karoo). Les séries de couches définissent un monocline à faible pendage Ouest. La présente étude, à l'aide d'une modélisation en trois dimensions le confirme.

Le logiciel Oasis Montaj 6.4.2 et 7.5 avec l'appui des données sismiques et des données de puits, ont permis avec le traitement des données gravimétriques d'obtenir un modèle en trois dimensions de la structure du sous-sol du bassin de Morondava et de mettre en évidence les cinq (5) marqueurs qui délimitent les différentes couches géologiques. La modélisation en trois dimensions donne donc une meilleure visualisation de la structure du sous-sol et facilite également les interprétations.

Mots clés : Bassin sédimentaire, gravimétrie, modélisation 2D et 3D, GEOSOFT, sismique, puits de forage

ABSTRACT

The sedimentary basin of Morondava is essentially affected by brittle tectonics (in horsts and grabens structures of the Karoo). The layers series define a monocline with a low dip westward. This is confirmed by the present study, using three-dimensional modeling.

The Oasis Montaj 6.4.2 and 7.5 software, with the support of seismic data and well data, enabled with the processing of the gravimetric data to obtain a three-dimensional model of the subsoil structure of the Morondava basin and to highlight the five (5) markers that delimit the different geological layers. So, the three-dimensional modeling gives a better visualization of the structure of the basement and facilitates the interpretations.

Key words: Sedimentary basin, gravimetry, 2D and 3D modeling, Geosoft, seismic, wellbore

Nombre de pages : 85

Nombre de figures : 65

Nombre de tableaux : 6

Rapporteur :

Docteur RAHARMANANIRINA Clodette (OMNIS)

E-mail : cmananirina@yahoo.fr

Impétrant :

HARINIAINA Sitraka Nekena Rakotovoavy

E-mail : alkhemista@gmail.com

Tel : 033 01 201 95