

## **SOMMAIRE**

REMERCIEMENTS

LISTE DES ACRONYMES ET DES ABREVIATIONS

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE I : GENERALITES

I.1 GENERALITES SUR LE PETROLE

I.2 HISTOIRE TECTONIQUE DE MADAGASCAR

I.3 GEOLOGIE GENERALE DE MADAGASCAR

I.4 CONTEXTE GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE

PARTIE II: SUPPORTS ET BASES METHODOLOGIQUES

II-1: LA PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

II.2 LA PROSPECTION MAGNETIQUE

II.3 LA SISMIQUE REFLEXION

PARTIE III : TRAITEMENT AMELIORE ET INTERPRETATIONS DES DONNEES

III.1 ETUDES ANTERIEURS

III.2 INTERPRETATIONS DES DONNEES ET RESULTATS

CONCLUSION

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

## REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier le Seigneur tout-puissant de m'avoir donné la santé et le courage durant la réalisation de ce mémoire.

Le développement de cet ouvrage n'aurait pas pu être accompli sans l'aide précieuse et la collaboration dévouée de nombreuses personnes que je tiens sincèrement à remercier.

J'adresse surtout mes vifs remerciements à :

- ✦ Monsieur RAHERIMANDIMBY Marson, Doyen de la Faculté des Sciences, Professeur Titulaire, 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 de Département de Physique, de m'avoir permis de continuer mes études dans ce département et d'avoir accepté la soutenance de ce mémoire au sein de son Département.
- ✦ Monsieur RAMBOLAMANANA Gérard, Professeur Titulaire, Directeur de l'Institut et Observatoire de Géophysique d'Antananarivo (IOGA), Responsable du Laboratoire de Sismologie et Infrasons de l'IOGA, d'avoir accepté d'être le Président de jury de ce mémoire..
- ✦ Monsieur RANAIVO-NOMENJANAHARY Flavien Noel, Professeur Titulaire, Responsable de l'École Doctorale Physique et Applications, Professeur RASOLOMANANA Eddy Harilala, qui a bien voulu assurer l'encadrement de ce travail.
- ✦ Madame RAHARIMANANIRINA Clodette, mon encadreur professionnel, malgré ses multiples occupations, ses conseils et directives resteront inoubliables.
- ✦ Monsieur RANDRIAMIARANTSOA Tolojanahary, Chef de Département Gestion des Banques de Données de m'avoir accepté comme stagiaire au sein de son Département et à toute l'équipe de l'OMNIS.
- ✦ Ma famille qui ma soutenue moralement et financièrement durant toute la réalisation de ce travaille et que j'adresse ma plus sincère reconnaissance.

## LISTE DES ACRONYMES ET DES ABREVIATIONS

AGIP: Azienda General Italian Petroleum  
AGP: African Gravity Project  
AMMP: African Magnetic Mapping Project  
AMOCO: American Oil Company  
BIPM : Bureau International des Poids et Mesures  
DEM: Digital Elevation Model  
DHI : Indicateur Directe d'Hydrocarbure.  
GETECH: geophysical exploration technology  
HC: Hydrocarbure  
IOGA: Institut et Observatoire des Géophysiques d'Antananarivo  
MA: Milliard d'Année  
MOS : Madagascar Oil S.A  
NGA : Northwest Geophysical Associates  
OMNIS: Office des Mines Nationales et des Industries Stratégiques  
SIG : Système d'Information Géographique  
USGS: United States Geological Survey  
SPM: Société des Pétroles de Madagascar  
2D : Deux Dimensions

## LISTE DES FIGURES

<i>Figure 1 : Piège anticlinal (Source : Microsoft Encarta)</i> .....	6
<i>Figure 2: Piège de faille (Source : Microsoft Encarta)</i> .....	6
<i>Figure 3: Piège de sel (Source : Microsoft Encarta)</i> .....	7
<i>Figure 4: Piège par discordance (source : Microsoft Encarta)</i> .....	7
<i>Figure 5: Hydrocarbures générés à partir du kérogène en fonction de la profondeur d'enfouissement (Département de géologie de l'université Laval)</i> .....	8
<i>Figure 6 : Gondwana et la première ouverture de l'Océan Indien à l'Est et à l'Ouest Gondwana Source : GEIDER Markus, 2004</i> .....	9
<i>Figure 7: Schéma du début de la phase tectonique de Madagascar</i> .....	11
<i>Figure 8: Localisation des Indices de surface et les zones d'études dans le bassin de Morondava</i>	16
<i>Figure 9 Carte géologique de la zone d'étude n°1</i> .....	18
<i>Figure 10: Carte géologique de la zone d'étude n°2</i> .....	20
<i>Figure 11: Attraction gravitationnel entre deux masses</i> .....	22
<i>Figure 12: Différence entre l'ellipsoïde de référence, le Géoïde et la forme réelle de la Terre (D'après Cazenave et Feigl, 1994)</i> .....	25
<i>Figure 13: Type de gravimètre absolu FG (d'après Niebauer)</i> .....	26
<i>Figure 14: Mesure à la station de base</i> .....	27
<i>Figure 15: Relation entre latitude géographique et la latitude géocentrique</i> .....	27
<i>Figure 16: Correction de plateau</i> .....	28
<i>Figure 17: Correction de terrain</i> .....	29
<i>Figure 18 : Exemple de correction de relief</i> .....	29
<i>Figure 19: Attraction gravitationnel de deux masses</i> .....	30
<i>Figure 20: les composants du champ magnétique terrestre</i> .....	32
<i>Figure 21: réflexion et réfraction d'onde</i> .....	35
<i>Figure 22: Exemple de campagne sismique</i> .....	37
<i>Figure 23: Le GI GUN par Romain Bouchet</i> <i>Figure 24: Camion vibreur</i> .....	37
<i>Figure 25: Géophones Bernard Giroux, transparent n 36</i> .....	38
<i>Figure 26: Différente types de tire</i> .....	38
<i>Figure 27: Déplacements des tirs sismiques</i> .....	39
<i>Figure 28: Migration</i> .....	40
<i>Figure 29: Analyse séquentiel (Vail ,1987)</i> .....	41
<i>Figure 30: Configuration des terminaisons des réflexions</i> .....	42
<i>Figure 31: Analyse de faciès sismique</i> .....	44
<i>Figure 32: Configuration des réflecteurs</i> .....	45
<i>Figure 33: Interprétation des images sismiques obtenues dans le bassin de Morondava</i> .....	46
<i>Figure 34: Carte d'anomalie de Bouger de Madagascar, GETECH</i> .....	48
<i>Figure 35: Carte du champ magnétique totale de Madagascar GETECH</i> .....	49
<i>Figure 36: Organigramme de modélisation à 2D</i> .....	50
<i>Figure 37: Carte de l'anomalie de Bouguer</i> .....	51
<i>Figure 38 : Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer</i> .....	52
<i>Figure 39: Carte du signal analytique de l'Anomalie de Bouguer et la solution d'Euler</i> .....	51
<i>Figure 40: Carte du champ magnétique totale</i> .....	55

<i>Figure 41: Carte du signal analytique du champ magnétique total de la zone 1 .....</i>	56
<i>Figure 42: Carte du signal analytique et solution d'Euler .....</i>	57
<i>Figure 43: carte de l'anomalie de Bouguer .....</i>	58
<i>Figure 44: Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer .....</i>	59
<i>Figure 45: carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer et Solution d'Euler .....</i>	57
<i>Figure 46: Carte du champ magnétique totale .....</i>	58
<i>Figure 47: carte du signal analytique du champ magnétique totale.....</i>	59
<i>Figure 48: carte du signal analytique et solution d'Euler .....</i>	60
<i>Figure 49: profil sismique AA'.....</i>	62
<i>Figure 50: profil sismique BB'.....</i>	64
<i>Figure 51: Modélisation du profil sismique AA'.....</i>	66
<i>Figure 52: Modélisation du profil sismique BB'.....</i>	68

## LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1: limite de la zone d'étude 1 (coordonnée Laborde)</i> .....	15
<i>Tableau 2: limite de la zone d'étude 2 (coordonnée Laborde)</i> .....	15
<i>Tableau 3: Formations géologiques de la zone d'étude 1</i> .....	17
<i>Tableau 4: Formations géologiques de la zone d'étude 2</i> .....	19
<i>Tableau 5: Analyse de facies sismique ( Sangree et Widmier, 1979)</i> .....	43
<i>Tableau 6: Analyse de facies sismique (Sangree et Widmier, 1979).</i> .....	44
<i>Tableau 7: Stratigraphie d'Ambalabe-1</i> .....	69
<i>Tableau 8: Lithologie Ambalabe-1</i> .....	69

## LISTE DES ANNEXES

<i>Annexe 1: Sections sismique AA'</i> .....	vii
<i>Annexe 2: Section sismique BB'</i> .....	vii
<i>Annexe 3: Densités et susceptibilités des formations de la zone 1</i> .....	viii
<i>Annexe 4: Densités et susceptibilités des formations de la zone 2</i> .....	viii
<i>Annexe 5 : Etape d'exploration</i> .....	viii
<i>Annexe 6: Stratigraphie générale de Madagascar</i> .....	ix
<i>Annexe 7: Echelle des temps géologique</i> .....	x
<i>Annexe 8: Solution obtenue à partir de la deconvolution d'Euler</i> .....	xi

## INTRODUCTION

L'exploration pétrolière à Madagascar a commencé au début du siècle 20<sup>ème</sup> siècle avec des ressources plus considérables après la deuxième grande guerre. Madagascar présente des bassins sédimentaires : onshore et offshore. Le bassin de Morondava qui est l'objet de cette étude est l'un des plus grands.

Le bassin de Morondava se trouve dans la partie Nord-ouest de Madagascar. Malgré les différents travaux y effectuée, il reste encore sous exploré vu sa vaste superficie. Plusieurs compagnies pétrolières telle que : SPM, AMOCO, AGIP ... y ont menés des travaux d'explorations et plus particulièrement des travaux géologiques et géophysique.

L'OMNIS, créé en 1976, est chargé de gérer, de développer et de promouvoir les ressources pétrolières à Madagascar dont l'archive qui nous a permis de réaliser ce travail . Plusieurs rapports affirmaient l'existence des différents indices d'hydrocarbure, une preuve directe indiquant la génération d'hydrocarbure dans le bassin de Morondava. Néanmoins, des conditions devaient être remplies pour qu'il y ait accumulation d'hydrocarbure et un possible remonté en surface. Le principal but de ce travail est donc de modéliser la structuration du sous-sol qui a favorisée la migration en surface de ces hydrocarbures. Pour atteindre cet objectif, plusieurs méthodes, géophysique et géologique ont été appliquées. C'est la raison pour laquelle le présent mémoire s'intitule :

«Évaluation du bassin de Morondava à partir des indices de surface, des données géologiques et géophysiques».

Le logiciel ArcGis pour la cartographie et le logiciel Oajis Montaj pour la modélisation ont été utilisées.

Trois parties sont nécessaires pour développer ce thème. La première partie sera focalisée sur les généralités ainsi que le contexte général de la zone d'étude. .La deuxième partie concerne les différentes bases méthodologiques géophysiques .La dernière partie sera consacrée à l'interprétation et à l'illustration des résultats.

## **PARTIE I : GENERALITES**

### **I.1 GENERALITES SUR LE PETROLE**

La matière organique, d'origine animale ou végétale, qui est incorporée dans le sédiment lors de son dépôt au fond des mers ou des lacs se transforme progressivement en un produit insoluble, de structure complexe, probablement polymérisée : le *kérogène*. Sous l'effet de l'enfouissement progressif des couches, et en particulier grâce à l'augmentation de température qui en résulte, une partie du kérogène se transforme en hydrocarbures, résines et asphaltènes. Une partie de ces produits est expulsée, sous l'effet de la compaction des sédiments, vers des roches poreuses (grès, calcaires) où ils s'accumulent pour former, selon leur composition, des gisements de pétrole ou certains types de grès et calcaires asphaltiques : le bitume. Ces derniers résultent généralement de l'altération d'un pétrole normal et fluide en produits lourds et visqueux, au voisinage de la surface, sous l'action des eaux météoriques chargées d'oxygène qui s'infiltrent dans le réservoir. L'évaporation des produits légers, le lessivage des composés solubles dans l'eau, la biodégradation par les bactéries et l'oxydation sont les principaux responsables de cette transformation.

En effet, les indices de surface sont logiquement donc : soit du bitume, soit du pétrole avec de la bitume soit tout simplement du gaz. Cependant, des conditions doivent être réunies pour tout d'abord il y a formation de pétrole.

#### **I.1.1 Systèmes pétroliers**

Il existe des accumulations de pétrole et de gaz (les gisements) dans le sous-sol un peu partout dans le monde. Mais il faut que certaines conditions soient réunies pour que ces accumulations puissent se former. Ce qu'on appelle la genèse pétrolière suit 7 étapes fondamentales, incontournables et surtout très, très lentes.

- D'abord, il faut de la matière capable de se transformer en pétrole, et en quantité suffisante : c'est la roche mère.
- Ensuite doivent être réunies les conditions propices à la transformation (maturation) de ce potentiel en pétrole et en gaz.
- Puis ces nouveaux pétroles et gaz ainsi formés effectuent des déplacements (migrations) vers la surface.
- Durant cette migration, il faut qu'ils rencontrent une roche capable d'en accumuler de grandes quantités : le réservoir.
- Ce réservoir doit être étanche. Il faudra donc une barrière (couverture), une roche imperméable pour empêcher le pétrole et le gaz de poursuivre leur route. Cette roche, c'est la couverture.

- Puis, pour accumuler des quantités de pétrole ou de gaz rentables pour l'exploitation, le sous-sol devra présenter une forme (une géométrie fermée) suffisamment grande : c'est le piège. Quant aux hydrocarbures expulsés, plus légers que l'eau, ils s'échappent en règle générale jusqu'à la surface de la Terre où ils sont oxydés, ou bio dégradé (ce dernier cas donne des sables bitumineux), mais une minime quantité est piégé.
- Enfin, une fois bien tranquillement nichés dans leur piège, notre pétrole et notre gaz ne devront pas être déstabilisés par des agressions venues de l'extérieur. Il faut de bonnes conditions de conservation.

Quand les équipes d'ingénieurs pétroliers étudient une zone, l'un de leurs objectifs principaux est de déterminer si ces 7 étapes ont bien le maximum de chances de s'être réalisées. On appelle l'ensemble de ces 7 étapes un système pétrolier.

#### **I.1.1.1 La roche mère**

Le pétrole et le gaz sont constitués d'hydrocarbures, des molécules composées de Carbone et d'hydrogène. On sait que ces hydrocarbures ne peuvent pas résister très longtemps à la surface de la terre, car ils sont attaqués par l'oxygène et dévorés par les bactéries qui vivent dans les milieux où il y a de l'air (bactéries aérobies). Ainsi, ils sont assez rapidement Transformés en gaz carbonique (dioxyde de carbone CO<sub>2</sub>) et en eau. Il n'existe pas par ailleurs d'hydrocarbures dans les couches profondes de la terre parce qu'au-delà d'une certaine profondeur (environ 10 km), ils seraient détruits si la température est trop élevée. La composition des hydrocarbures montre qu'il s'agit d'une transformation des matières organiques des êtres vivants, morts il y a très longtemps.

Une roche est riche en matières organiques quand ces matières sont préservées en partie. Les animaux qui les produisent sont minuscules ou microscopiques. C'est principalement des *planctons marins* et des débris végétaux charriés par des grands fleuves jusqu'à l'embouchure pour contribuer à la formation de la roche mère. Ces matières organiques mélangées à des sédiments minéraux s'accumulent peu à peu. Pour produire plus tard des grandes quantités de pétrole ou de gaz, il faut que la proportion des matières organiques soit suffisante (entre 1 à 2 %), pour constituer la roche mère.

#### **I.1.1.2 La migration**

Il existe deux types de migration :

- la migration primaire
- la migration secondaire

### **I.1.1.2.1 Migration primaire**

Le pétrole brut est initialement contenu dans la roche-mère, compacte et imperméable. Par un mécanisme encore mal élucidé (certainement lié à une augmentation de pression dans la roche-mère au cours de son enfouissement) l'eau, le pétrole et le gaz issus du kérogène peuvent être expulsés de leur formation d'origine, migrant alors vers la future roche-réservoir.

### **I.1.1.2.2 Migration secondaire**

De faible densité, le pétrole expulsé (mêlé à de l'eau et du gaz dissous) a tendance à remonter jusqu'à la surface de la Terre. Il s'échappe très lentement à travers les couches sédimentaires perméables qui jouxtent la roche-mère :

- En général, la migration secondaire du pétrole n'est pas arrêtée par un obstacle. Le pétrole finit par atteindre les premiers mètres du sol, où il est dégradé en bitumes sous l'action de bactéries (cas de Bemolanga).

Les combustibles fossiles produits sont alors des pétroles dits « lourds » ou « extra-lourds » et des sables bitumineux. Ils peuvent être utilisés comme des indices de surface pour détecter un bassin sédimentaire susceptible de contenir du pétrole, lors de prospections réalisées par l'industrie pétrolière ;

- parfois, la migration du pétrole brut vers la surface est empêchée par une formation géologique imperméable, comme une couche de sel par exemple, appelée « roche-couverture » (également qualifiée de « roche imperméable »). Une accumulation de pétrole, associé à de l'eau et du gaz, se forme dans la couche perméable sous-jacente créant ainsi une roche-réservoir en dessous de la roche-couverture.

Dans ce réservoir poreux, le gaz s'accumule au-dessus du pétrole brut, lequel se retrouve au-dessus de l'eau en raison des densités respectives de ces produits (le gaz naturel est plus léger que le pétrole, lui-même plus léger que l'eau).

### **I.1.1.2.3 La roche réservoir**

Le pétrole et le gaz se forment dans un bassin sédimentaire. Ils naissent puis migrent au sein de roches sédimentaires. Ces roches ont une caractéristique commune : elles se sont toutes déposées au final dans l'eau d'un océan, d'une mer, d'une lagune ou d'un lac, sous forme de grains. Ces grains peuvent être très grossiers (graviers, par exemple), plus fins (sables) ou de taille minuscule, formant des boues. Ils sont en contact les uns avec les autres, mais il reste des vides entre eux, espaces qui définissent la porosité d'une roche. On mesure celle-ci en pourcentage de volume total de la roche.

Les pétroliers s'intéressent tant à la porosité et à la perméabilité des roches pour la simple raison que la grande quantité de pétrole ou de gaz, dépend de la bonne porosité et de la bonne perméabilité (pour que le pétrole et le gaz puissent se déplacer rapidement quand on va les pomper pour les exploiter). Une roche qui possède à la fois une bonne porosité et une bonne perméabilité est un réservoir. Plus ces deux caractéristiques pétro-physiques de la roche, seront bonnes, le réservoir sera meilleur. Si la roche est fracturée, ses qualités de réservoir sont améliorées. Les bonnes roches réservoir sont, dans la plupart des cas, des grès ou des carbonates (calcaires et dolomies).

#### **I.1.1.2.4 La roche couverture**

C'est une roche imperméable au-dessus du réservoir. Les roches couvertures sont souvent des argiles et parfois des couches de sels cristallisés qui sont des barrières imperméables, mais n'importe quelle roche suffisamment imperméable peut faire l'affaire. Les roches couvertures jouent le rôle d'empêcher les hydrocarbures de traverser le réservoir et de remonter à la surface, sinon ils poursuivront leur ascension et le réservoir ne servira que de zone de transit.

#### **I.1.1.2.5 Le piège à hydrocarbures**

Le réservoir a la capacité d'accumuler de grandes quantités d'hydrocarbures. La couverture stoppe leur remontée vers la surface, mais c'est insuffisant pour que s'accumulent des hydrocarbures et que se forme un gisement de pétrole ou de gaz. En fait, dès leur arrivée sous la couverture, ces hydrocarbures se déplacent dans les espaces où ils peuvent continuer leur remontée. Il faut donc une zone fermée afin que s'accumulent des hydrocarbures en quantité suffisante pour qu'ils soient exploitables économiquement. Cette zone fermée s'appelle « piège ».

##### **I.1.1.2.5.1 les pièges structuraux**

Les pièges structuraux sont généralement formés par les déformations dues aux activités tectoniques.

##### **I.1.1.2.5.1.1 Piège anticlinale**

A un certain moment et à un certain endroit, les formations sédimentaires ne sont plus parallèles. Elles l'étaient lors de leur dépôt au départ, mais elles ont été courbées par les forces impliquées dans les mouvements tectoniques. Cette déformation est appelée **plissement**. Un anticlinal est un type de plis présentant en forme d'arche. Si les couches d'un anticlinal contiennent une roche mère enfermée par une roche de couverture, on a alors une grande chance d'avoir la formation d'une réserve pétrolière.

Les hydrocarbures remontent depuis la roche mère, introduit dans la roche réservoir et remontent jusqu'au sommet de l'anticlinal, où ils sont piégés par la roche couverture.

Un exemple simple de ce type de piège est montré par la figure suivante :

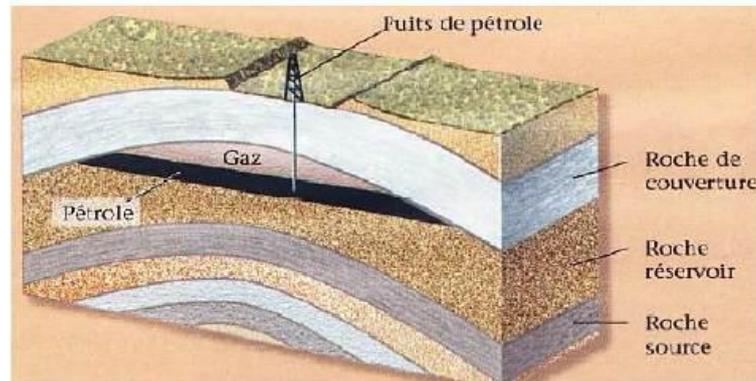


Figure 1 : Piège anticlinal (Source : Microsoft Encarta)

#### I.1.1.2.5.1.2 Piège de faille

Une faille est une fracture au niveau de laquelle il y a eu un glissement, et crée ainsi une couche imperméable le long de la fracture, les hydrocarbures peuvent alors déplacer vers le haut le long de la stratification de la roche réservoir, jusqu'à ce qu'ils s'arrêtent au niveau du plan de la faille.

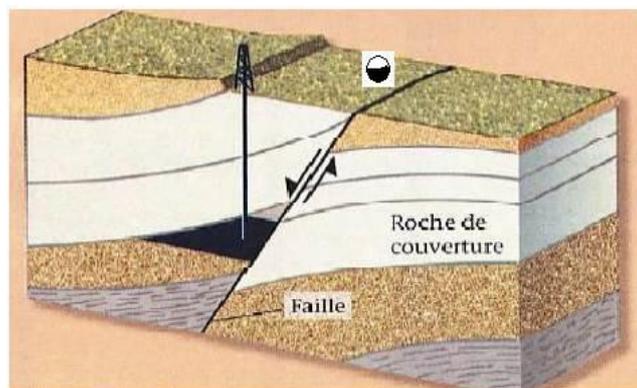


Figure 2: Piège de faille (Source : Microsoft Encarta)

#### I.1.1.2.5.1.3 Piège causé par un dôme de sel

Cette forme de piège est causée par la montée de sel qui est déjà emprisonné en dessous des formations par l'entrée de l'eau de mer qui couvrait le bassin au départ.

Les couches de sel sont plus légères que les autres formations de roche qui se trouvent au-dessus, ce qui la pousse à remonter lentement à travers les couches sus-jacentes. Lors de sa remontée, le sel forme ainsi un dôme et déforme les couches de roche sédimentaire adjacentes vers le haut.

Les hydrocarbures qui se trouvent dans la couche réservoir se déplacent vers le haut, jusqu'à ce qu'ils soient piégés par la limite du dôme de sel, puisque le sel n'est pas perméable.

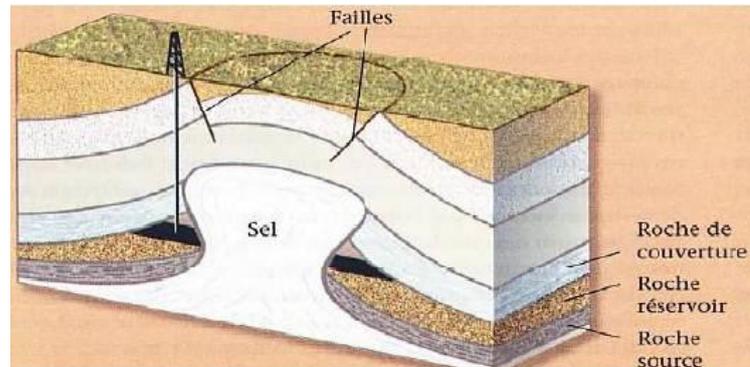


Figure 3: Piège de sel (Source : Microsoft Encarta)

#### I.1.1.2.5.2 Piège stratigraphique

Les pièges stratigraphiques sont causés par la différence de déposition entre deux roches adjacentes. Une couche de roche réservoir se termine en biseaux ou subisse changement latérale ou verticale de faciès (c'est-à-dire que la lithologie subissent une variation : exemple une couche de grès se termine et une couche d'argile commence) ou par discordance. Les hydrocarbures migrent vers le haut le long de la couche et s'accumulent au niveau de la terminaison.

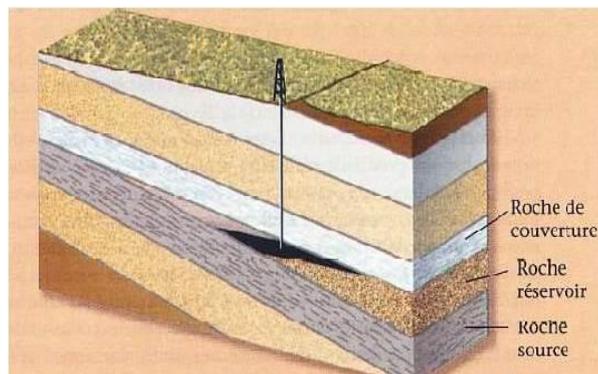


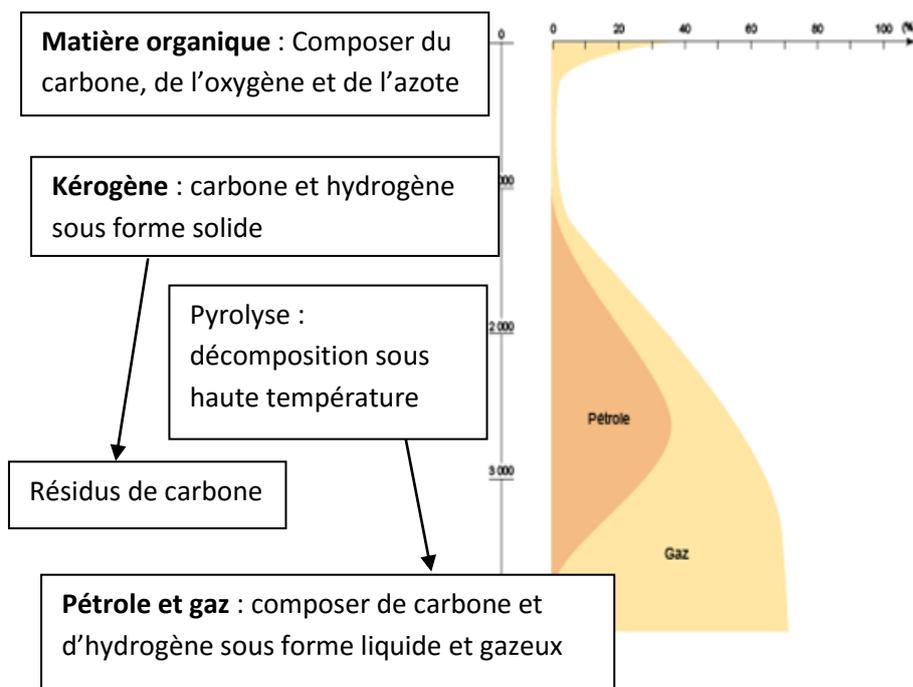
Figure 4: Piège par discordance (source : Microsoft Encarta)

#### I.1.1.2.6 Maturation du kérogène en pétrole

Par leurs propres masses et à la suite de leur couverture par de nouveaux dépôts, les couches sédimentaires s'enfoncent naturellement dans la croûte terrestre. Au cours de ce phénomène et au-delà de 1 000 mètres de profondeur sous le plancher océanique, les résidus minéraux des boues de sédimentation se solidifient en une roche relativement imperméable. Appelée « roche-mère », cette formation piège le kérogène.

La roche-mère subit également un enfouissement. Le kérogène est donc soumis à des pressions et des températures géothermiques de plus en plus élevées, augmentant d'environ 3°C tous les 100 mètres. À une température supérieure à 60°C, ce qui correspond à un enfouissement d'environ 1 500 à 2 000 mètres, le kérogène subit un craquage thermique, appelé également « pyrolyse ». Cette transformation chimique élimine l'azote et l'oxygène résiduels pour laisser de l'eau, du  $CO_2$  et des hydrocarbures, molécules exclusivement composées de carbone et d'hydrogène. Le mélange d'hydrocarbures liquides est appelé pétrole brut.

Des hydrocarbures sous forme gazeuse (méthane) sont également générés lors de la transformation du kérogène. La proportion de gaz au sein de la roche-mère s'avère d'autant plus élevée que la durée et la température de transformation du kérogène sont importantes. La figure suivante montre les différentes étapes de transformations que les matières organiques subissent à partir de la surface.



*Figure 5: Hydrocarbures générés à partir du kérogène en fonction de la profondeur d'enfouissement (Département de géologie de l'université Laval)*

Lorsque la roche-mère n'est pas suffisamment enfouie, le kérogène qu'elle contient ne subit pas de pyrolyse. Appelé schiste bitumineux, il s'agit d'un combustible fossile arrêté au stade d'"avant-pétrole" dans le processus de maturation du kérogène.

Par un procédé industriel, les schistes bitumineux peuvent être transformés en pétrole en subissant une pyrolyse (à 500° C pour accélérer la maturation du kérogène).

## I.2 HISTOIRE TECTONIQUE DE MADAGASCAR

160 Million d'années passées, Madagascar était situé dans le centre de Gondwana, à côté de l'actuel Kenya et Tanzanie, avant le début de la fragmentation continentale. Reeves et al. (2002. L'extension de la croûte entre l'Est du Gondwana (Madagascar, l'Inde, l'Antarctique et l'Australie) et le Gondwana occidental (Afrique, l'Arabie et l'Amérique du Sud) a commencé à la fin du Carbonifère. Trois phases bien distinctes ont marqué cette séparation de Madagascar à l'Afrique et à l'Inde dont la phase rifting Karroo, Ouverture du bassin Somalien et la dérive au Sud de Madagascar (drifting), la séparation de l'Inde et Madagascar.

La figure suivante illustre ces différentes activités tectoniques :

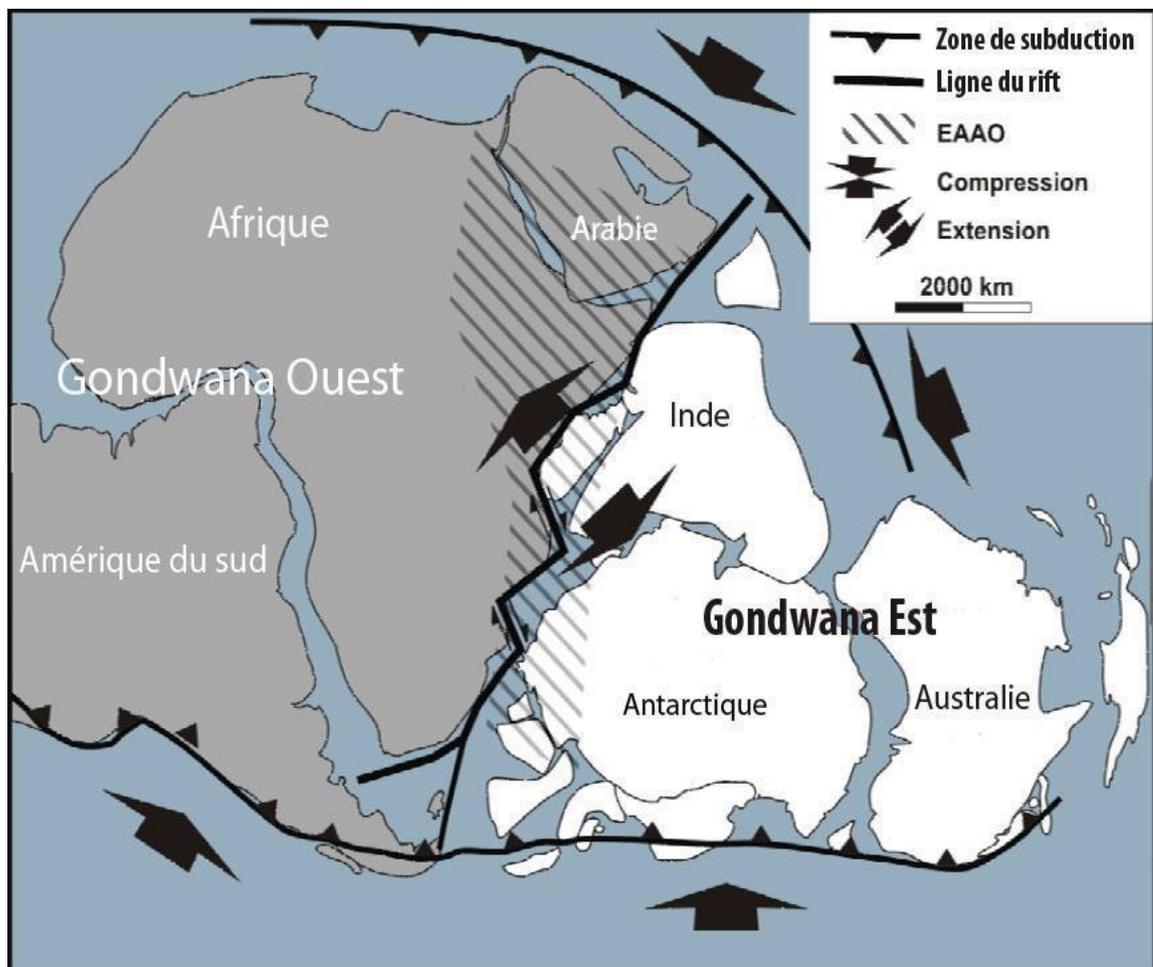


Figure 6 : Gondwana et la première ouverture de l'Océan Indien à l'Est et à l'Ouest Gondwana Source : GEIDER Markus, 2004

### **I.2.1 La phase Karroo rifting (rifting avorté)**

Après une longue période d'activité plutonique (Cambrien moyen au Carbonifère), les continents ont subi une forte contrainte qui a conduit à l'extension de la croûte panafricaine (orogénèse et zones de cisaillement). D'où le commencement du Karroo rifting au carbonifère supérieur. Elle se résume par les étapes suivantes :

- Développement du bassin d'effondrement Karroo, largement dans E-W au SE-SO ;
- Du carbonifère supérieur : formation de graben et demi-graben dans le domaine de Morondava, Majunga, Ambilobe et éventuellement les bassins de cap St Marrie ;
- Développement de la croûte continentale qui s'amincit le long de la ligne du canal de Mozambique et le bassin somalien ;
- Par la suite, ses bassin sont dissèqué par des systèmes de faille
- Formation des blocs basculent
- Le rifting s'est avorté à la fin Permien
- 

### **I.2.2 La phase drifting Jurassique moyen (bathonien -bajocien) -Crétacé inférieur (albien -Aptien))**

Cette phase est marquée généralement par :

- le poursuis de la phase rifting dans le jurassique inférieur
- Ouverture du bassin somalien
- Dérive de Madagascar avec l'Inde vers le sud suivant la zone fracture de Davie

### **I.2.3 La phase rifting Indo- Malgache (Crétacé inférieur-Tertiaire inférieur)**

Cette phase est marquée en générale par la séparation de l'Inde et Madagascar, cependant quelques événements se sont aussi déroulés :

- Volcanisme majeure dans le Turonien
- Basculement de Madagascar vers l'ouest

Tous ces évènements majeurs ont laissé des traces sur la grande île

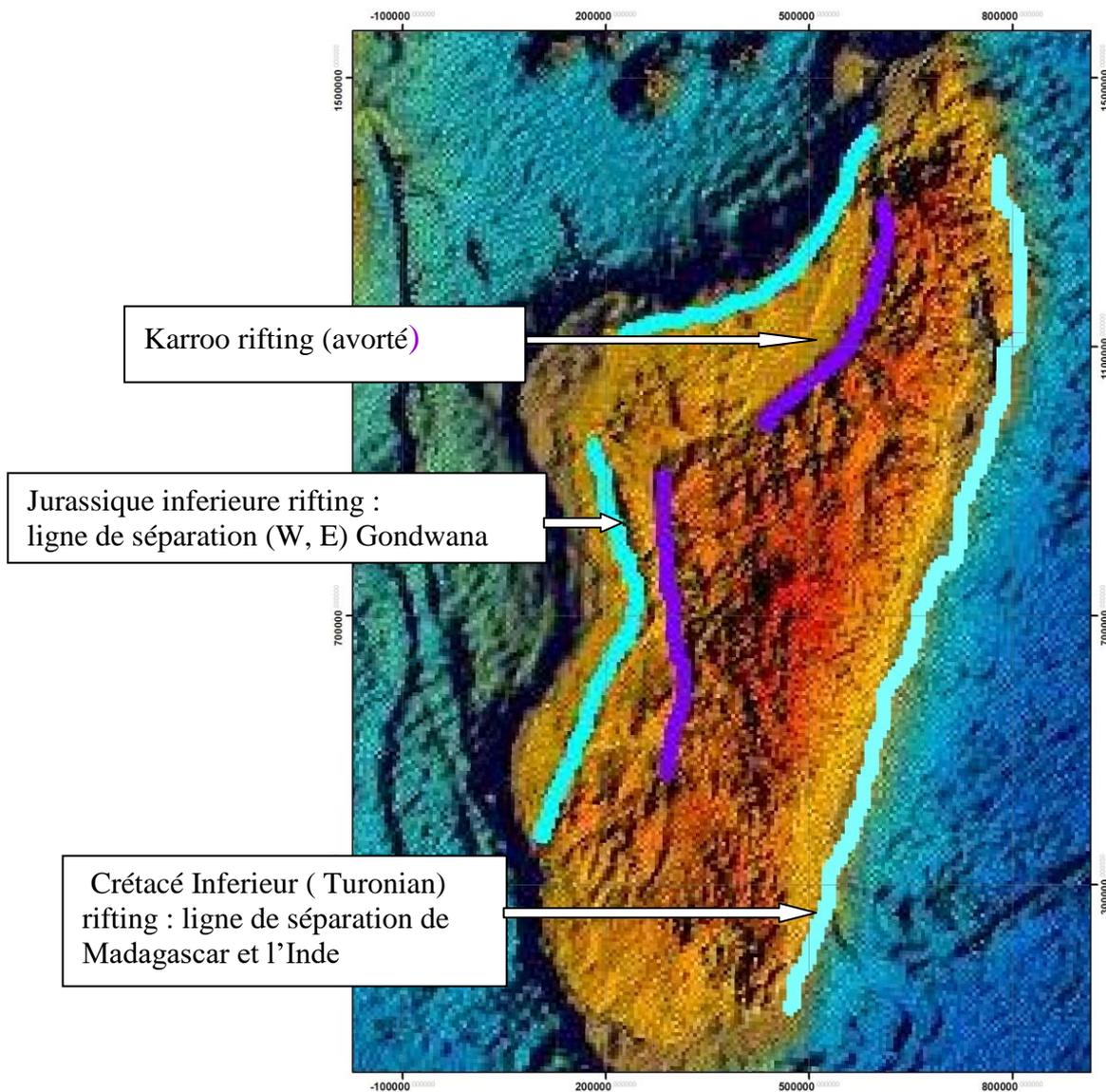


Figure 7: schéma du début de la phase tectonique de Madagascar

### I.3 GEOLOGIE GENERALE DE MADAGASCAR

La géologie de Madagascar est constituée par trois grands ensembles (Besairie,1946) :

- Les formations Volcaniques
- Les formations sédimentaires qui recouvrent un-tiers de l'île
- Le socle cristallin qui est le deux tiers restant

#### I.3.1 Les formations volcaniques

Les événements volcaniques ont commencé depuis l'âge Précambrien et comprennent le :

- Volcanisme du crétacé : daté du Turonien, dans la côte orientale entre Vohémar et Masoala et constitué essentiellement de basalte. Ce volcanisme est aussi marqué par le massif d'Androy formé de basaltes et de rhyolites ;
- Volcanisme de tertiaire et du quaternaire : le volcanisme du tertiaire et du quaternaire sont aussi représentés par le top de l'Ambre, l'île de Nosy-Be et de Mitsio qui est constitué de basalte, de basanite et de l'andésite et finalement le massif d'Ankaiza, Tsaratanana, Itasy et Ankaratra représente aussi les activités volcaniques à cette époque ;

### **I.3.2 Couverture sédimentaire de Madagascar**

La couverture sédimentaire de Madagascar consiste :

- La formation Karroo (Eras primaire et secondaire)
- La formation post-Karoo qui inclut les formations récentes (Crétacé, Tertiaire, Quaternaire)

#### **I.3.2.1 Formations Karroo**

Le Karroo de Madagascar a été divisé en trois groupes :

- Sakoa : formation correspond le carbonifère supérieur au Permien inférieur
- Sakamena : former durant le Permien supérieur au Triasique inférieur
- Isalo : formation correspondant du Triasique au Lias

#### **I.3.2.2 Le Groupe Sakoa**

Le Sakoa de Madagascar est composé en quatre couches géologiques déposés selon leur ordre de dépôt :

- Couches calcaire de Vohitilia;
- Ensemble rouge inférieur qui est un complexe très argileux et qui est en transgression sur le précédent ;
- grès et couches du charbon ;
- Schiste noir aux tillites ou conglomérats : ils sont plus ou moins argileux.

#### **I.3.2.3 Le Groupe de Sakamena**

La formation de sakamena transgresse et discordé avec le précédent groupe. Le sakamena affleure mieux en surface que la Sakoa du sud vers le nord de Madagascar. Les dépôts sont donnés selon l'ordre suivant :

- l'ensemble rouge supérieur du sakamena supérieur qui est formé par du grès, schiste et d'argiles rouges ;
- les argiles avec nodule
- le calcaire et conglomérats, grès et ensemble calcaire-schiste.

### **I.3.2.3 L 'Isalo groupe**

Cette groupe transgresse et discordé avec le précédent groupe. L'Isalo désigne une formation continentale constitué essentiellement de grès.

#### **L Isalo est divisé en deux :**

- Isalo I : il est formé par des grès grossier et qui est en transgression et discordé sur le sakamena
- Isalo II : il est formé par des grès moins grossier et d'argiles rouges

### **I.3.3 Post-Karoo formation**

Le post Karoo concerne les périodes jurassique supérieur, le crétacé, le tertiaire et quaternaire

#### **I.3.3.1 jurassique supérieure**

Le jurassique supérieur est défini par la présence d'un ensemble sédimentaire continue, particulièrement marneux exceptez à l'Onilahy du sud et dans la province de Maintirano.

#### **I.3.3.2 Crétacé**

La formation crétacée peut être séparée en deux grandes parties. Le premier correspond de la partie inférieure et centrale du système. Le faciès est formé par grès et quelque lacune existant dans l'à moitié sud de l'île. Cependant, la sédimentation est continue dans la partie nord, et tous les niveaux classiques ont été reconnus et ont été caractérisés par les faunes. La deuxième partie est caractérisée par des dépôts calcaires.

#### **I.3.3.3 Tertiaire**

L'époque tertiaire est composée par l'Eocène, l'Oligocène et le Pliocène dans l'étape géologique. L'Eocène montre comme formation géologique marneuse et constitue par de grès. Cette étape a une distribution plutôt discontinue, mais le calcaire est formé comme base pour l'Eocène.

L'étape Oligocène est formée par les transgressions et déposition de grès marin. La dernière étape est marquée par une régression marine suivis d'un dépôt de formation de coquille sablonneuse et lacustre.

#### **I.3.3.4 Quaternaire**

L'époque quaternaire est aussi la dernière étape de l'échelle géologique, c'est la période la plus courte qu'a commencée approximativement deux millions d'années au paravent et continue aujourd'hui.

Cette étape représente des activités du volcanisme, installation de lacs, et latérisation. Alors il y a une présence de coquille sablonneuse, formation de dune et formation des récifs du corail.

### **I.3.3.5 Le socle cristallin**

Le socle est essentiellement cristallin, daté du Précambrien (première phase de la tectonique) et constitue le substratum. Il est formé par des roches métamorphiques et éruptives. Ayant subi successivement des métamorphismes accompagnés d'orogènes différentes, il est très plissé et très complexe. Ce vieux socle couvre toute la partie centrale et presque toute la partie orientale et affleure sur une surface de 400 000 km<sup>2</sup> (environ 2/3 de l'île). Leur datation par la méthode de géochronologie radioactive a montré que le socle comprend trois systèmes : le système Androyen-Antongilien de direction tectonique Nord-est, le système du Graphite, de direction tectonique Nord-20°Est, et le système du Vohibory avec le cycle d'Ikalamavony, de direction tectonique Nord-Sud et le cycle d'Andriamena de direction tectonique Nord-20°Ouest.

## **I.4 CONTEXT GENErale DE LA ZONE D'ETUDE**

### **I.4.1 Stratigraphie du bassin de Morondava**

L'étude sur la stratigraphie du bassin de Morondava a commencé dans les 1950s quand SPM (Société De Pétrole Madagascar) a commencé les campagnes d'exploration d'hydrocarbure. La plupart des données n'ont jamais été publiées, mais les concepts sédimentologiques et stratigraphiques ont été résumés par Besairie et Collignon (1972).

Les différentes dépositions dans le bassin sédimentaire de Morondava peuvent être divisées d'après leur place dans le Dissolution Gondwana (Geiger et al. 2004).

La pré-dissolution qui est stratigraphiquement et lithologiquement ont été en rapport avec le Karoo Séquence Méga d'Afrique continentale (Kreuser, 1995, SACS, 1980).

Ils comprennent :

- Le Groupe Sakoa (Carbonifère supérieur-Permien inférieur)
- Le groupe Sakamena (Milieu Permien-Milieu Triasique)
- La formation Isalo (Fin triasique)

La succession entière des sédiments de la pré-dissolution a une épaisseur qui varie de 3,000 à 4,000 m, bien qu'il puisse atteindre 11,000 m dans le Sud du bassin de Morondava (Boast et Nairn, 1982).

La syn-dissolution est documentée en particulier dans les demis grabens replissés par des dépôts de schistes et marnes avec quelques calcaire repique de la Formation Andafia (Geiger et al. 2004), où il, probablement avec le Grès Aalénien (milieu Dogger), dépasse les cent mètres dans les puits (Clark, 1996).

Concernant la post dissolution, la succession dépasse rarement 300 m d'épaisseur, mais rapporté pour atteindre plus que 2,000 m de profondeur (Uhmann, 1996). Le jurassique est coupé en deux événements transgressive du Crétacés inférieure : dans le Valaginian/Hauterivian et Aptian (Besairie et Collignon, 1972,; Luger et al., 1994).

#### I.4.2 Limite des zones d'études

Deux zones d'étude ont été choisies. L'un dans le sous-bassin central et l'autre dans la partie sud du bassin de Morondava. Les deux zone présente des indices d'hydrocarbures en surface, chaque zone a une ligne sismique qui les travers et les indices passe juste en dessous des sections sismique obtenue.

Les zones d'études sont limitées par les contours rectangulaires de côté donné par les coordonner suivant :

- Zone d'étude 1 :

*Tableau 1: limite de la zone d'étude 1 (coordonnée Laborde)*

x(m)	y(m)
233058	684662
233058	670506
286887	670506
285835	684662

La première zone est située entre les régions de Bororoha et Ankazoabo Atsimo

- Zone d'étude 2 :

*Tableau 2: limite de la zone d'étude 2 (coordonnée Laborde)*

x(m)	y(m)
218790	491942
210425	461618
281878	446282
291848	474655

La deuxième zone se trouve dans la région de Belo sur Tsiribihina.

D'où la carte suivante :

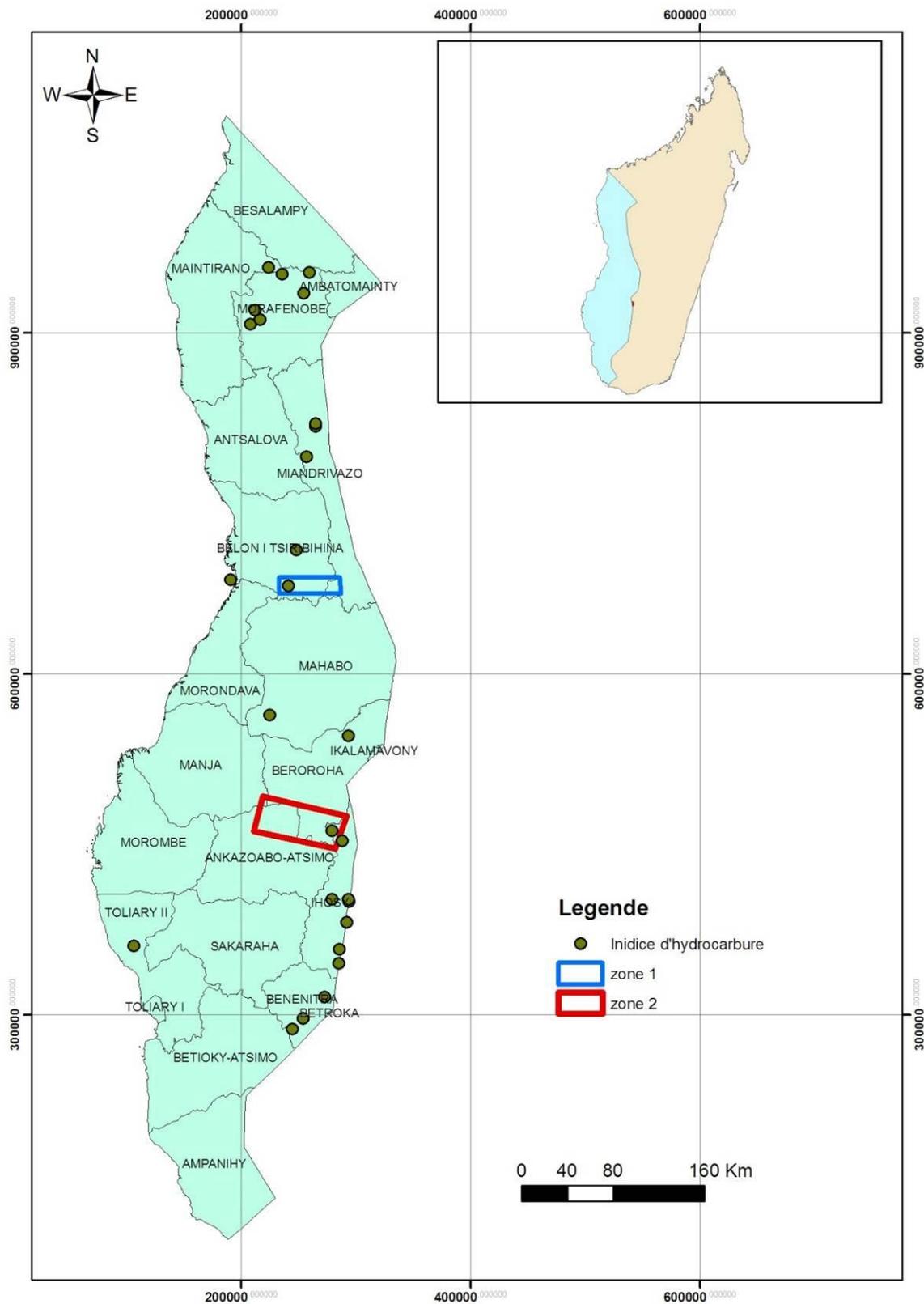


Figure 8: Localisation des Indices de surface et les zones d'études dans le bassin de Morondava

### I.4.3 Contexte géologique des zones d'études

Les cartes géologiques sont issues de la numérisation des cartes géologiques 1/100000em réalisées par SPM (société des pétroles de Madagascar) dans les années 1950-1954.

#### I.4.3.1 Zone d'étude n° 1 :

La zone d'étude 1 traverse plusieurs formations géologiques qui sont en générale des faciès d'origine continentale. On distingue donc les formations suivant le tableau ci-dessous :

*Tableau 3: Formations géologiques de la zone d'étude 1*

Jurassique moyen	Andafia inférieur : Grès, argilites, calcaires Bathonien : Grès, argilites, Marnes Calcaires
Jurassique supérieur	Callovien Bathonien supérieur : Calcaires Marnes Kimméridgien Oxfordien : Marnes jaune d'Akilizato
Crétacé supérieur	Cénomaniens, Albien sup : Grès rouges continentaux Coniacien Turonien Cénomacien supérieur : Grès et Marnes Maestrichtien : calcaires et grès
Tertiaire	Pliocène : Sable

:

La carte suivante illustre les formations géologiques de la zone d'étude n°1

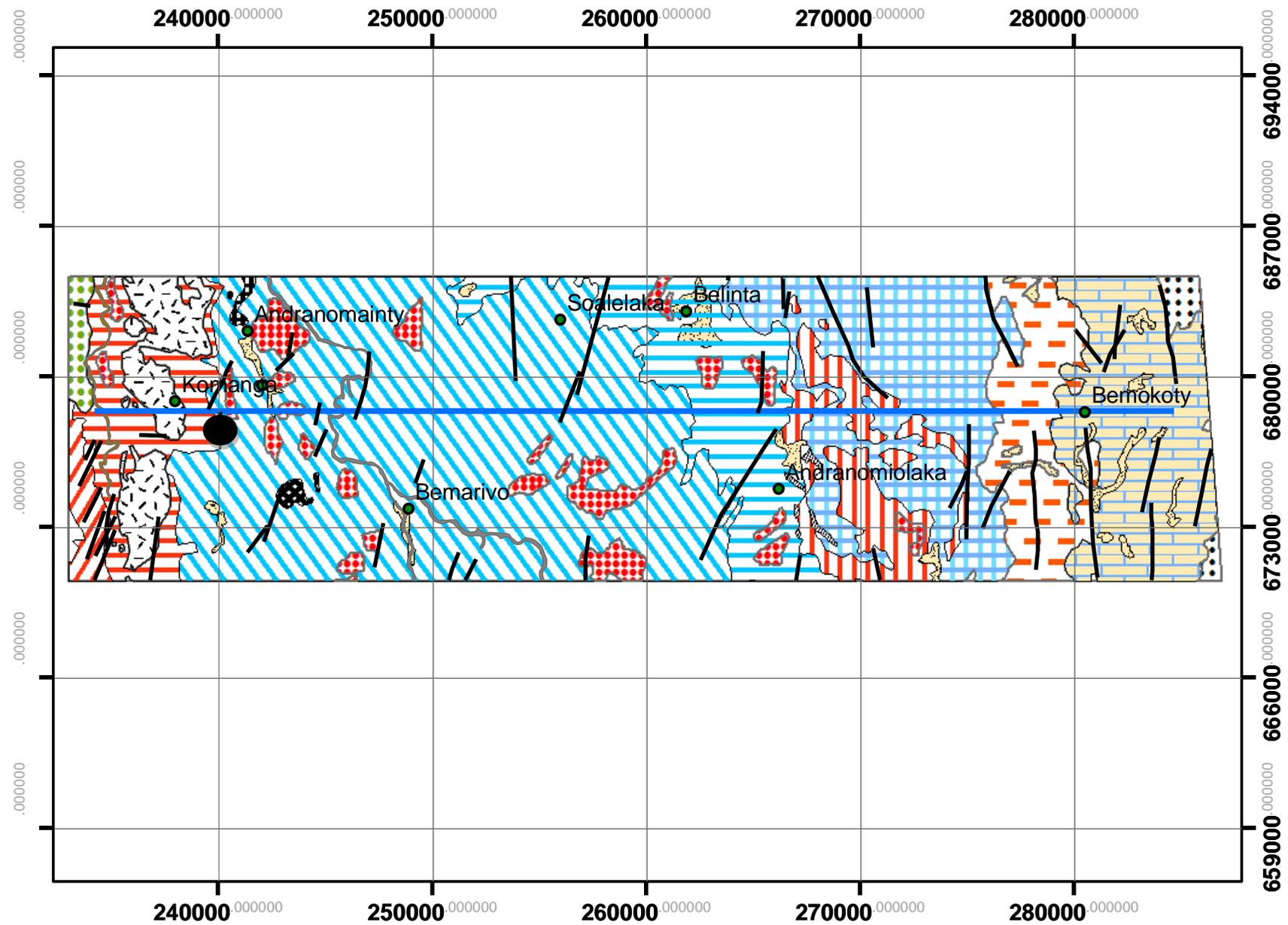


Figure 9 Carte géologique de la zone d'étude n°1

## Legende



indice de surface



faille

### Rivière



Bemarivo



Manambolo

### Formation



Andafia inférieure : Grès, argilites, calcaires



Andafia supérieure : Grès, argilites, calcaires



Bathonien : Grès et argilites



Bathonien : Marnes , Calcaires



Callovien Bathonien sup : Calcaires Marnes



Kimméridgien Oxfordien : Marnes jaune d'Akilizato



Cenomanien, Albien sup : Grès rouges continentaux



Coniacien Turonien Cénomacien sup : Grès et Marnes



Maestrichien : calcaires et grès



Pliocène : Sables



Carapace sableux



Alluvions



Intrusion basique : Labradorites, Gabbros



Coulées basaltiques



Intrusion basaltique



Intrusion rhyolitique

### I.4.3.2 Zone d'étude n° 2

Les formations qui affleurent sur la deuxième zone étude sont résumées par le tableau suivant :

Tableau 4: Formations géologiques de la zone d'étude 2

Permien supérieur	Sakamena supérieur : Schiste et grès
Trias	Isalo I : Grès
Jurassique inférieur	Isalo II : Grès et argilites
Jurassique moyen	Bajocien à facies mixte : Grès et argilites Série de Vohitelo : Calcaires marins et Grès Isaliens Série d'Ankazoabo : Grès

La carte suivante illustre les formations géologiques de la zone d'étude n°2

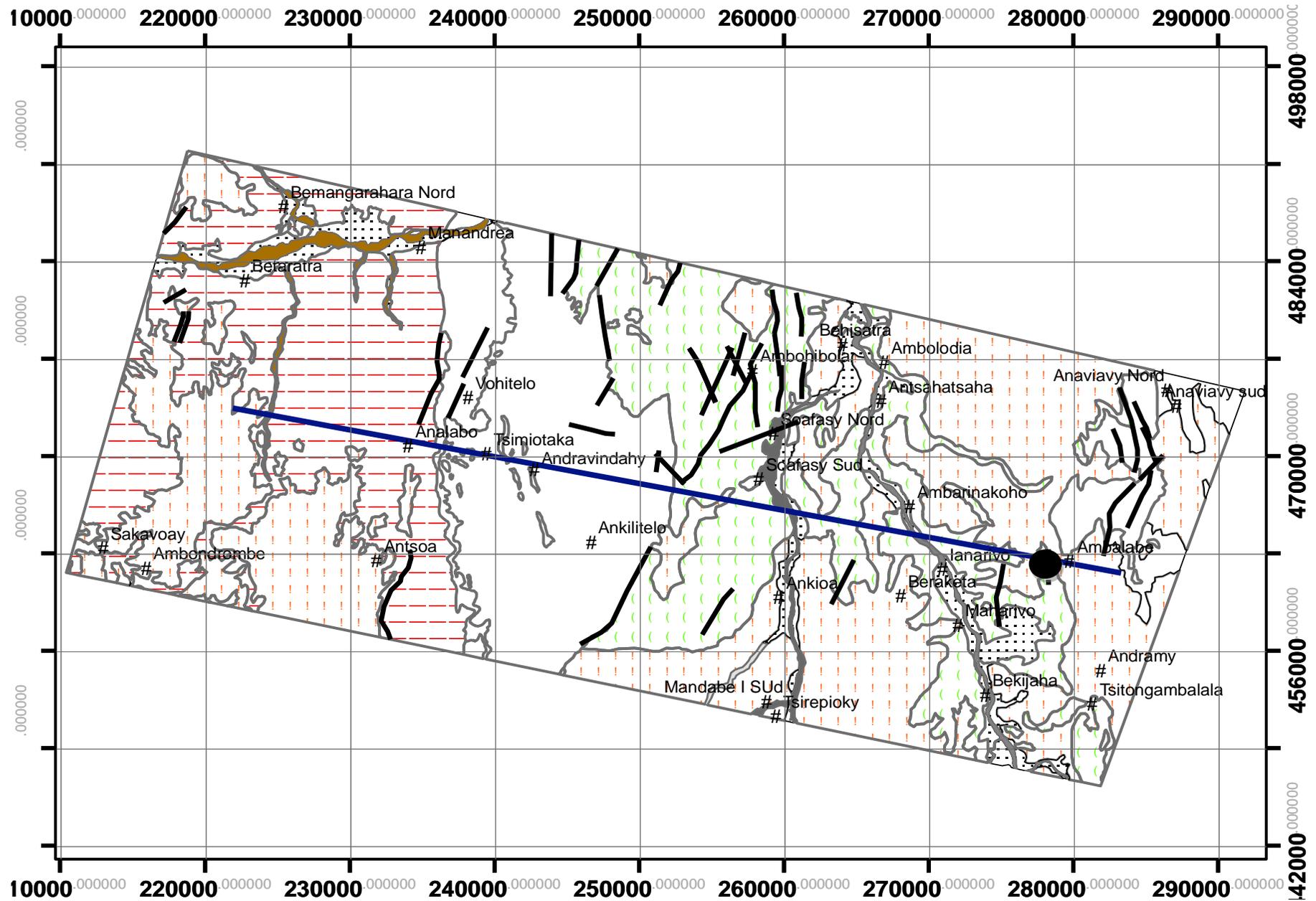


Figure 10: carte géologique de la zone d'étude n°2

## Legende

 indice de surface

 Faille

 ligne sismique BB'

## Rivières

 Isahaina

 Malio

 Tomboarivo

 Mangoky

## Formation

 Sakamena supérieur : Schiste et grès

 Isalo I : Grès

 Isalo II : Grès et argilites

 Bajocien à facies mixte: Grès et argilites

 Série de Vohitelo : Calcaires marins et Grès Isaliens

 Série d'Ankazoabo : Grès

 Carapace sableux

 Alluvions

## PARTIE II: SUPPORTS ET BASES METHODOLOGIQUES

### II-1: LA PROSPECTION GRAVIMETRIQUE

C'est une méthode d'investigation du sous-sol basée sur la mesure du champ de pesanteur (ou gravitationnel) terrestre. Les anomalies mesurées du champ proviennent des irrégularités locales existantes sous la surface.

Les campagnes gravimétriques permettent d'obtenir des informations sur les anomalies de densité des roches. Utilisées principalement dans la prospection pétrolière, ces études reposent sur l'emploi d'un appareil appelé gravimètre. Les études gravimétriques sont réalisées au sol, en mer et dans les forages.

#### II.1.1 Base théorique

##### II.1.1.1 L'accélération de la pesanteur

L'accélération de la pesanteur (généralement appelée simplement pesanteur) à la surface de la Terre est l'accélération que subit tout point massique de cette surface du fait de l'attraction newtonienne de l'ensemble des masses de la Terre, qui crée l'accélération gravitationnelle encore appelée gravité,

La loi de base est bien évidemment la loi de Newton de la gravitation universelle, à savoir :

La force d'attraction mutuelle  $F$  entre deux masses  $m_1$  et  $m_2$  dont les dimensions caractéristiques sont petites par rapport à la distance  $r$  entre elles (on considère donc des masses ponctuelles) est :

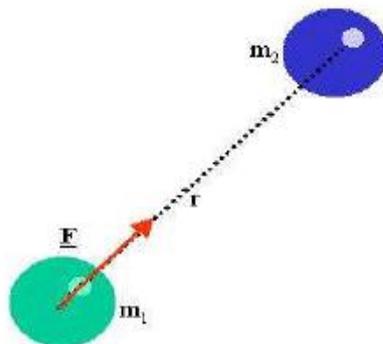


Figure 11: attraction gravitationnel entre deux masses

D'où :

$$\vec{F} = \frac{G \cdot m_1 \cdot m_2}{r^2} \vec{u}$$

$G$  est la constante de gravitation universelle. Sa valeur est :

$$G = (6,67428 \pm 0,00067) \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$$

Si on considère une Terre sphérique, homogène immobile, de rayon  $r$ , de masse  $M$ ; on obtient l'accélération gravitationnelle (ou plus simplement la *gravité*) à la surface à partir du principe fondamental de la dynamique appliqué à une masse  $m$  en surface :

$$F = mg = \frac{G.M.m}{r^2} \quad \text{donc} \quad g = \frac{GM}{r^2}$$

### II.1.1.2 Unités

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est de l'ordre de  $9,81 \text{ m s}^{-2}$ . Les géophysiciens utilisent une unité plus pratique, à savoir le *milligal* (ou le *microgal*), unité d'accélération dans l'ancien système d'unités C.G.S. (pour Centimètre, Gramme, Seconde).

Le gal, ainsi nommé en honneur de Galilée, est donc égal à  $1 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$ . Le symbole est noté Gal.

$$1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2} \text{ et } 1 \mu\text{Gal} = 10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}.$$

La valeur moyenne de la pesanteur à la surface du globe est donc de 981 000 mGal.

Un avantage de l'utilisation du système C.G.S. est d'avoir une même valeur numérique pour la densité et la masse volumique. En effet, un corps de densité 2,5 aura une masse volumique de  $2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  dans le système C.G.S. et de  $2\,500 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  dans le système international (S.I.). Cette identité entre valeurs des densités et des masses volumiques dans le système C.G.S.

### II.1.1.3 Le potentiel gravitationnel et le potentiel de pesanteur

L'accélération de la pesanteur est un champ vectoriel qui dérive d'un potentiel scalaire. Une particule libre de masse unitaire située à une grande distance d'une masse  $m_1$  va se déplacer librement vers  $m_2$ , c'est le résultat du travail du champ gravitationnel généré par cette masse.

Le travail effectué lors du déplacement de la particule libre est égal au produit de la force gravitationnelle par le déplacement ;

Comme la masse est unitaire cela revient au produit de l'accélération par la distance parcourue, c'est-à-dire, depuis l'infini jusqu'à un point situé à une distance  $r$  du centre de

$$m. \text{ Soit : } U = G \int_{\infty}^R \frac{m dr}{r^2} = -\frac{Gm}{r}$$

$U$  est le potentiel de la masse  $m$  à une distance  $r$ .  $U$  est négatif, conformément à la convention utilisée en théorie des champs. En géophysique et géodésie la convention de signe est différente, on choisit de prendre le potentiel gravitationnel positif, soit :

$$U = G \frac{m}{r}$$

Le travail que l'attraction gravitationnelle  $g$  effectue sur la masse unitaire qui se déplace d'une distance  $dr$  pour aller d'un point P à un point Q est  $-gdr$ . Ce travail correspond au changement du potentiel  $U$  au potentiel  $U + dU$ . On en déduit la relation entre le champ et le potentiel :

$$dU = -gdr$$

ou encore :

$$g = -\frac{\partial U}{\partial r}$$

Le signe  $-$  correspond bien au fait que l'attraction gravitationnelle décroît lorsque la distance à la masse attractive croît (plus on est loin, moins on est attiré).

Le potentiel en un point donné produit par une distribution de masse quelconque sera la somme des potentiels individuels au même point, soit :

$$U = \sum_i G \frac{m_i}{r_i} = G \int_m \frac{dm}{r} = G \int_v \frac{\rho dv}{r}$$

Comme la Terre n'est ni sphérique ni homogène, son potentiel gravitationnel pourra être calculé par cette expression dès lors que l'on connaîtra la distribution des masses et sa forme.

#### II.1.1.4 Géoïde et ellipsoïde de référence

Le géoïde se confond avec la surface moyenne des océans et diffère de la surface topographique sur les continents tandis que l'ellipsoïde est une surface équipotentielle du champ de pesanteur théorique de la Terre. Dans la réalité, le géoïde a une forme indéterminée, contrôlée par la distribution des masses internes.

Si on considère une terre dont la densité varie radialement et en rotation on montre alors que cette surface équipotentielle est un ellipsoïde de révolution appelé ellipsoïde de référence.

L'ellipsoïde et le Géoïde ne coïncident pas à cause des variations latérales des densités. (Topographie, défauts ou excès de masses).

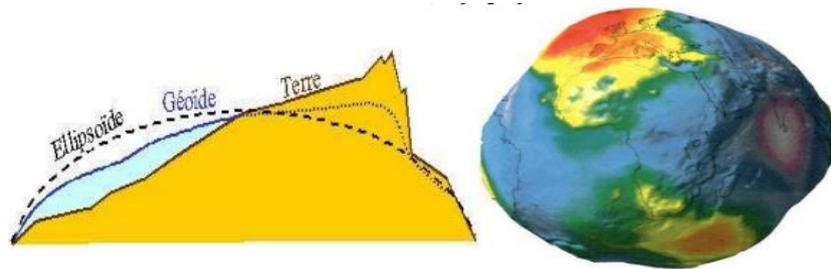


Figure 12: Différence entre l'ellipsoïde de référence, le Géoïde et la forme réelle de la Terre (D'après Cazenave et Feigl, 1994)

Le géoïde étant une surface équipotentielle, est donc une surface normale en tout point à la direction locale du champ.

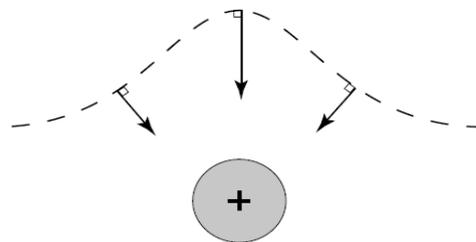


Figure 13 : Le géoïde présente une bosse au-dessus d'un excès de masse (et un creux à l'aplomb d'un défaut de masse)

## II.1.2 Les mesures

Mesurer la pesanteur revient à mesurer une accélération, donc à réaliser simultanément une mesure de distance et de temps. On distinguera les mesures absolues et les mesures relatives.

### II.1.2.1 Les mesures absolues de la pesanteur

Une *mesure absolue* de la pesanteur va nous donner la valeur de l'accélération de la pesanteur à partir de mesures de temps et de distance.

Les premières mesures furent réalisées à l'aide de pendules. En effet, la période d'oscillation d'un pendule simple de longueur  $l$  est :

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

La méthode couramment utilisée aujourd'hui est basée sur l'observation de *la chute libre* d'un corps. Dans les années 1950, Volet a développé au Bureau International des Poids et Mesures (BIPM), à Sèvres, un gravimètre utilisant un corps catapulté vers le haut. On mesure alors les temps de passage à deux niveaux à la montée et à la descente.

On peut démontrer facilement que si  $H$  est la différence d'altitude entre les deux niveaux,  $\Delta T$  et  $\Delta t$  les différences de temps de passage à deux niveaux respectivement bas et haut, alors :

$$g = \frac{8H}{(\Delta T^2 - \Delta t^2)}$$

On peut également utiliser la chute simple, comme par exemple dans les gravimètres absolus portables.

La figure suivante est un exemple de ce type de gravimètre

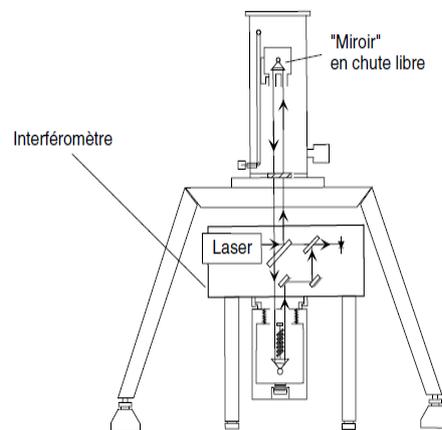


Figure 13: Type de gravimètre absolu FG (d'après Niebauer).

### II.1.2.2 Les mesures relatives de la pesanteur

Les appareils relatifs ne vont pas permettre de mesurer la valeur de l'accélération de la pesanteur, mais une variation de celle-ci. Par exemple, considérons deux points de mesure M et N. Si on connaît la valeur absolue de la pesanteur  $g_M$  en M, la mesure de la variation de la pesanteur entre M et N,  $\Delta g_{MN}$  permettra de connaître la valeur de la pesanteur en N

$$g_N = g_M + \Delta g_{MN}$$

### II.1.2.3 CORRECTIONS ET ANOMALIES GRAVIMÉTRIQUES

Du fait de l'existence des effets extérieurs, des corrections sont nécessaire après l'obtention du document brute :

- Correction de dérive ;
- Correction de latitude ;
- Correction d'altitude ;
- Correction de plateau ;
- Correction de terrain.

### II.1.2.3.1 Correction de dérive

Deux mesures à l'instant T1 et T2 sur la même station ne sont pas semblables. Cette différence, appelée dérive, est due en partie au gravimètre, en partie à la marée luni-solaire.

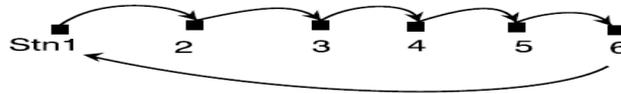


Figure 14: Mesure à la station de base

La correction est faite en supposant que la dérive est linéaire dans le temps. Donc, si on est passé à la station de base, aux temps  $T_1$  et  $T_2$  et que les valeurs mesurées étaient respectivement  $V_1$  et  $V_2$ , le taux de dérive TD est défini par :

$$TD = \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1}$$

Lorsque la dérive est positive, c'est que les mesures ont été surestimées, il faut donc les diminuer. La correction de dérive sera négative. Inversement, dans le cas où la dérive est négative, les mesures sont sous-estimées et la correction devra être positive.

Ainsi, toute valeur V prise au temps T (où  $T_1 \leq T \leq T_2$ ) est corrigée par la formule suivante :

$$V_{\text{cor}} = V_{\text{lu}} - \left[ \frac{V_2 - V_1}{T_2 - T_1} \right] \times (T - T_1)$$

### II.1.2.3.2 Correction de latitude :

Il faut effectivement faire cette correction puisque g varie en fonction de la latitude pour deux raisons : l'aplatissement de la Terre : le rayon du pôle étant plus petit, nous sommes donc plus près et donc plus attirés ; l'effet de rotation de la Terre : à l'équateur, l'attraction est plus forte vers l'extérieur. En effet :

$$\text{Correction de latitude } \Delta_L = 0.081 \sin 2\varnothing \text{ mgal}/100m$$

$\varnothing$  est la latitude géocentrique.

La figure suivante donne la relation pour transformer la latitude géographique en latitude géocentrique.

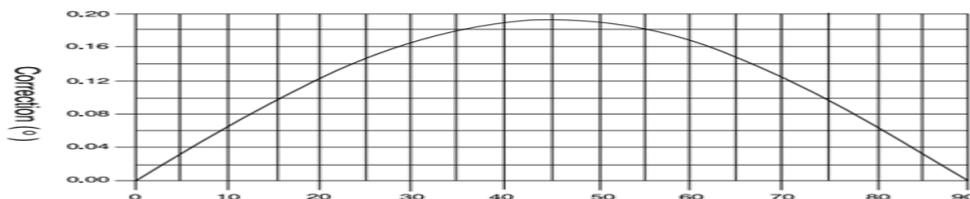


Figure 15: Relation entre latitude géographique et la latitude géocentrique

### II.1.2.3.3 Correction d'altitude :

Les lectures d'un levé gravimétrique ne sont pas forcément prises au-dessus d'un terrain plat. Or plus on se rapproche du niveau de référence, plus  $g$  augmente. Les mesures obtenues présentent donc des variations qui ne sont dues qu'à la position de la station de mesure et non pas à des hétérogénéités du sous-sol. Il faut donc corriger les mesures.

Puisque :

$$g_r = \frac{Gm}{r^2}$$

$R$  est le rayon de la terre alors, si  $r$  augmente alors  $g$  diminue d'où la nécessité de la correction d'altitude qui est donnée par :

$$\Delta_h = 0.3086h \text{ mgal/m}$$

### II.1.2.3.4 Correction de plateau :

La correction de plateau tient compte de la masse comprise entre le référentiel et la station de mesure.

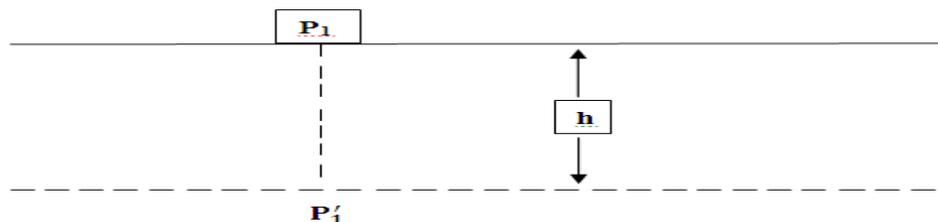


Figure 16: correction de plateau

Pour une tranche de hauteur  $h$ , l'attraction est donné par :

$$\Delta_p = 2\pi G\rho_B h$$

Comme  $\Delta_p$  augmente lorsque  $h$  augmente, donc  $\Delta_p$  est négative si  $h$  est positive.

D'où :

$$\Delta_p = -0.04191\rho_B h \text{ mgal/m ; } (h > 0)$$

### II.1.2.3.5 Correction de terrain :

Pour faire la correction de Bouguer, on enlève l'attraction d'une tranche de terrain d'épaisseur  $h$ .

Si on ne peut approximer par une tranche uniforme, il faut intégrer numériquement d'une part les parties qui dépassent et d'autre part les parties qui manquent.

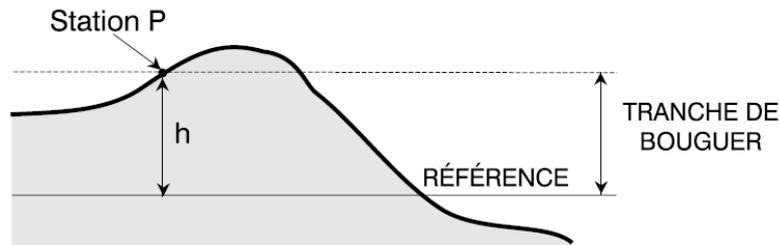


Figure 17: correction de terrain

La zone entourant le point de mesure est subdivisée en couronnes successives elles-mêmes subdivisées en secteur .On superpose aux cartes topographiques et des tables préparées par Hammer). Ces tables (tableaux 2.1 et 2.2) nous donnent, pour différentes valeurs de h, les corrections en mgal qu'il nous faut apporter pour chacun des secteurs du réticule.

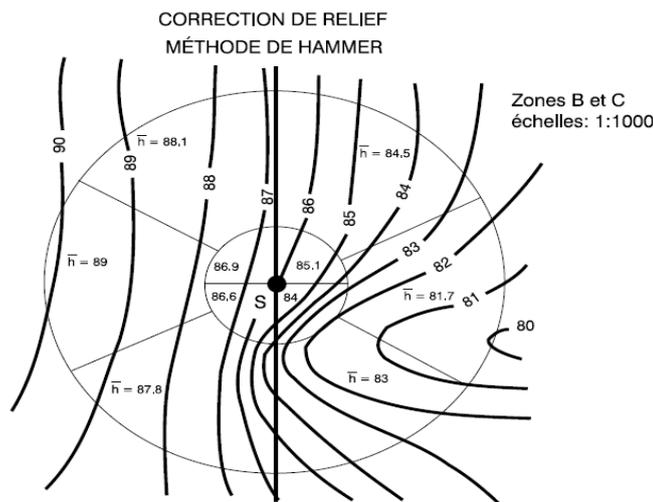


Figure 18 : Exemple de correction de relief

D'où l'anomalie de Bouguer est :

$$A_{Bouguer} = \Delta g (\text{observé}) \pm \text{les 5 corrections}$$

$$\text{Où } \Delta g(\text{observé}) = g(\text{observé}) - g(\text{référence})$$

$g(\text{référence})$ : il est donné par un modèle d'ellipsoïde de référence.

## II.2 LA PROSPECTION MAGNETIQUE

La méthode magnétique est une méthode d'investigation du sous-sol en utilisant la propriété magnétique du sol .Quand une matière ferreuse est placée dans le champ aimanté de la Terre, il produit un champ induit. Ce champ induit se superpose sur celle de la Terre est créé sur sa location une anomalie magnétique.

Elle est fondée sur l'interprétation des anomalies de champ magnétique terrestre en relevant la présence dans le sous-sol des roches plus ou moins aimantées. Ceci concerne plus exactement les roches ferromagnétiques, car les roches para et diamagnétiques ont une susceptibilité trop faible donc ils sont considérés comme négligeables.

## II.2.1 Bases théoriques

### II.2.1.1 La force magnétique

Si deux pôles magnétiques  $m_1$  et  $m_2$  sont séparés par une distance  $r$ , une force  $F$  existe entre eux. Si les deux pôles sont de la même polarité, ils se repoussent et si elles sont de polarité contraire, la force est attractive et rapprochera les deux pôles.

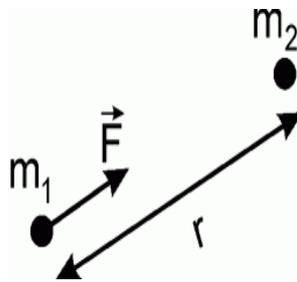


Figure 19: Attraction gravitationnelle de deux masses

La force  $F$  qui agit entre eux est la suivante :

$$\vec{F} = \frac{m_1 \cdot m_2}{\mu r^2} \vec{r}$$

$F$  : force en dynes ( $1 \text{ cm} \cdot \text{g} / \text{s}^2$ )

$m_1, m_2$  : masses magnétiques ou pôles (emu)

$r$  : distance entre les deux pôles

$\vec{r}$  : Vecteur unitaire selon la droite joignant  $m_1, m_2$

$\mu$  : Perméabilité magnétique du milieu autour des pôles

Si deux pôles de 1 emu sont placés dans le vide à 1 cm l'un de l'autre, la force entre eux sera de 1 dyne. Par convention, un pôle est positif s'il est attiré par le Nord magnétique de la terre et négatif s'il est attiré vers le Sud.

### II.2.1.2 Champ magnétique

Une masse magnétique émanant d'une autre masse magnétique  $m_1$  située à une distance  $r$  du point  $m_2$ . L'intensité du champ magnétique  $H$  est définie comme la force exercée sur un pôle unitaire

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{m_2} = \frac{m_1}{\mu r^2} \vec{r}$$

On suppose que  $m$  n'est pas assez grand pour affecter le champ  $H$  au point de mesure, c'est-à-dire :  $m_2 \lll m_1$ .

### II.2.1.3 Intensité de magnétisation

Un objet magnétisable placé dans un champ magnétique extérieure, devient magnétique par induction. La magnétisation est due par la réorientation des atomes et des molécules. La magnétisation est mesurée par le vecteur de polarisation magnétique  $M$  (intensité de magnétisation ou moment du dipôle par unité de volume)

$M$  est proportionnel à  $H$  par la relation :

$$M = kH$$

$M$  : intensité de magnétisation [A/m]

$k$  : susceptibilité magnétique [SI]

$H$  : champ magnétique [A/m]

### II.2.1.4 Le champ induction magnétique

Le champ d'induction magnétique  $B$  est le champ total incluant l'effet de la magnétisation.

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M}) = \mu_0(1 + k)\vec{H} = \mu\mu_0\vec{H}$$

$B$  : Champ d'induction magnétique [nT]

$\mu_0$  : Perméabilité magnétique du vide [ $4\pi * 10^{-7}$  Wb/Am]

### II.2.1.5 champ magnétique terrestre

Le champ géomagnétique est le résultat de 3 champs qui se superpose :

#### II.2.1.5.1 champ principal $B_p(S,t)$

Le champ principal est d'origine purement interne, est engendré par des courants électriques circulant par convection dans le noyau fluide conducteur. Ce noyau est une combinaison de fer (Fe) et (Ni), tous deux de bons conducteurs électriques.

Si le noyau était au repos, ce courant disparaîtrait en quelques dizaines de milliers d'années par effet joule.

#### II.2.1.5.2 champ d'anomalie crustal $B_a$

Le champ d'anomalie locale est d'origine superficielle. Il est dû aux roches aimantées de la croûte terrestre situées au-dessus de la surface isotherme de Curie, (à la température de Curie, les propriétés magnétiques des roches disparaissent). La longueur d'onde de ce champ peut atteindre la centaine de kilomètres et son amplitude dépasse rarement 1000 nT.

### II.2.1.5.3 champ transitoire Bt (S,t)

Le champ transitoire a deux origines :

- Externe : les causes sont soit des courants électriques circulant dans la partie éclairée de la couche ionosphérique, soit des déformations des lignes de force du champ terrestre causées par les variations du vent solaire.
- Interne : champ créé par le courant induit dans le sol lorsqu'il est conducteur. Les sources primaires du champ d'origine externe proviennent de l'interaction entre les rayons solaires et l'environnement terrestre.

### II.2.1.6 Composantes du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre peut être défini par ses trois composantes en tout point donné : Nord, Sud, Vertical (X, Y, Z).

Très souvent, on donne une valeur exprimée par la grandeur du champ total F, sa déclinaison D ainsi que son inclinaison I où D est l'angle entre la composante horizontale H du champ et le Nord géographique et I, l'angle entre F et l'horizontale. On a les relations suivantes entre les éléments du champ géomagnétique :

$$X = F \cos I \cos D; Y = F \cos I \sin D; Z = F \sin I; H = F \cos I;$$

$$F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

Les composantes X, Y, Z sont les composantes cartésiennes du champ magnétique, généralement utilisées pour la recherche. Les composantes H, D, Z sont les composantes cylindriques du champ magnétique, concernant les mesures relatives.

Les composantes (F, I, D) sont les composantes sphériques du champ magnétique, déterminées directement par des mesures absolues.

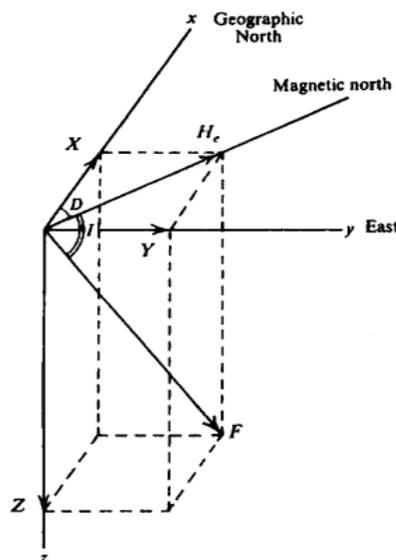


Figure 20: les composantes du champ magnétique terrestre

### **II.2.1.7 Propriétés magnétique des roches**

Tous les matériaux peuvent être classés à l'intérieur de 3 groupes définissant leurs propriétés magnétiques : diamagnétisme - paramagnétisme - ferro et ferrimagnétisme :

- Si  $k < 0$ , on parle de diamagnétisme. L'intensité de la magnétisation induite est dans la direction opposée au champ inducteur. Ex : quartz, feldspath, sel.
- $k > 0$ , la substance est alors paramagnétique, il tend à renforcer l'action du champ inducteur. Ex : métaux, gneiss pegmatite, dolomie, syénite.
- Dans le cas de substances ferromagnétiques, les moments magnétiques de chaque atome s'alignent spontanément dans des régions appelées domaines et cela même en l'absence de champ magnétique externe. Du fait de la différence d'orientation le moment magnétique total est nul.
- Si les moments magnétiques d'une substance sont antiparallèles dans les domaines et de grandeurs différentes, le moment magnétique total est différent de zéro. La substance est alors appelée ferrimagnétique. Ex : magnétite, ilménite.

### **II.2.1.8 Magnétisme induit**

Le champ magnétique de la terre induit le magnétisme dans les roches. Il est faible en comparaison avec un électroaimant. Le degré de magnétisme induit dépend de l'intensité du champ terrestre au point particulier ainsi que d'une caractéristique de la roche connue sous le nom de la susceptibilité magnétique.

### **II.2.1.9 Magnétisme rémanent**

En plus du magnétisme induit par le champ magnétique de la terre, quelques roches et minéraux possèdent un magnétisme rémanent qui est dû au magnétisme rémanent de leurs grains ferromagnétiques constituants.

Dans quelques roches et minerais, le magnétisme rémanent pourrait dominer le magnétisme induit complètement et il peut être orienté dans une direction différent à celle du champ magnétique terrestre et il peut, en effet, être opposé au champ terrestre. Ceci est le résultat du fait que le champ terrestre, au moment où les roches étaient magnétisées, avait une orientation différente de celle du champ actuel. Le magnétisme rémanent pourrait résulter d'une cause ou une autre ou une combinaison des causes telles que les suivantes :

- la formation chimique ou la cristallisation dans un champ magnétique.
- la tendance des grains magnétiques d'être orientés au cours de la sédimentation.
- la réorientation des grains magnétiques comme un résultat de l'application d'une grande pression.

## **II.2.2 Acquisition des données**

Dans les levés magnétiques au sol, les variations du champ magnétique de la terre sont mesurées dans des stations proches les uns des autres. Cependant, il existe aussi les levés aéromagnétique réalisée particulièrement pour les recherches pétrolières

## **II.2.3 Données de levé magnétique**

Après correction des effets de la variation diurne et soustraction du champ normal, on obtient une carte de champ résiduel. Ce dernier représente le document de base.

A partir de ce document on peut réaliser des cartes transformées.

- Carte de réduction au pôle : cette transformation consiste à ramener les anomalies au vertical du corps perturbateur ;
- Carte de dériver vertical prolongé ou non vers le bas : cette transformation atténue les effets régionaux du champ donc facilite le trace du limite latéral du corps perturbateur ;
- carte de prolongement vers le haut : consiste à mettre en évidence les anomalies de structure profonde ;
- carte de deconvolution d'Euler : cette transformation calcule à partir du champ mesuré estimé la profondeur de la source.

## **II.2.3 Interprétations**

L'interprétation peut se faire soit qualitativement soit quantitativement.

### **II.2.3.1 l'interprétation qualitative**

Elle consiste à tirer le maximum d'information sur l'examinations de la carte magnétique. Elle est basée sur l'examen de l'allure et de l'intensité des anomalies. Par exemple : les anomalies étroites qui s'étendent sur des grandes distances sont des dykes ; des anomalies elliptiques avec des valeurs positives et négatives avoisinantes sont des cheminées intrusives ;

Les plissements et la formation des failles deviennent faciles à distinguer sur les cartes magnétiques en courbes de niveau, et se présentent comme des plissements et des déplacements dans les contours magnétiques.

### **II.2.3.2 L'interprétation quantitative**

Elle fait appelle à certains processus afin de déterminer les paramètres géométriques et magnétiques des structures aimantées. Un des principes de l'interprétation quantitative d'une anomalie magnétique est de comparer les valeurs calculées pour des structures dont on a fixé les paramètres.

Une anomalie donnée peut être théoriquement expliquée par plusieurs structures différentes ; c'est le fameux « problème inverse ». Cependant les considérations géologiques ou autres méthode interdisent certains nombres de solutions.

L'interprétation quantitative est réalisée soit :

- par des méthodes direct : modélisation à partir de la connaissance de la géologie et des paramètres physique du sous-sol (densités, susceptibilités)
- par des méthodes indirect : production des cartes transformées en vue d'estimer les paramètres physique et géologiques (carte de gradient, prolongement, deconvolution)

### II.3 LA SISMIQUE REFLEXION

La sismique réflexion est une méthode géophysique permettant d'accéder à la géométrie des strates géologiques grâce à l'utilisation d'ondes sismiques se réfléchissant sur des réflecteurs.

Une source (canon à air, à eau, camion vibreur...) émet des ondes sismiques qui se propagent dans le sol. Lorsque ces ondes rencontrent une discontinuité en vitesse (changement de lithologie, de faciès, de strates...), une partie de l'onde est réfléchi et remonte vers la surface, le reste continue à se propager et peut rencontrer alors d'autres réflecteurs.

#### II.3.1 Propagation des ondes élastiques

Les ondes sismiques sont les responsables des déformations des particules traversé qui dépend de leurs propriétés élastiques et de leurs densités. Les déformations se font en compression (ondes P) en cisaillement (ondes S) déformations à la surface (onde de Rayleigh et ondes de Love)

Loi de Snell-Descart stipule que :

Si une onde rencontre une surface :

- une partie de cette onde est réfléchi
- une partie est réfractée

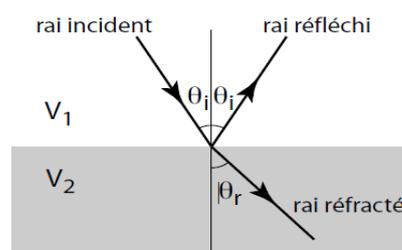


Figure 21: réflexion et réfraction d'onde

Et que : 
$$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_r} = \frac{V_1}{V_2}$$

La différence est que, dans le cas de la sismique, il peut y avoir conversion d'ondes, passage d'une onde P à une onde S et réciproquement. En général, une onde incidente donne naissance à deux ondes réfléchies et à deux ondes transmises. Dans le cas particulier de la sismique réflexion, les réflexions se font toujours avec des ondes quasi verticales sur des interfaces quasi horizontales, alors le taux de conversion est faible et nous ne considérerons que les ondes longitudinales.

### II.3.2 Principe d'acquisition

Sur le terrain, on procède à un tir qui est enregistré sur le dispositif d'enregistrement. En onshore, le tir est soit réellement un tir d'explosif (de l'ordre de 1 kilo d'explosif, réparti en plusieurs charges), soit, plus fréquemment, un tir non-explosif : chute de poids (le poids pouvant être propulsé sur le sol pour l'accélérer et augmenter l'importance du choc) ou vibreur (vibroisot).

En offshore, le tir n'est presque jamais plus un tir simple à l'explosif qui a l'inconvénient de produire une bulle, source d'émissions parasites. Soit l'on procède à un petit tir (environ 50 g d'explosif) dans une sphère percée de trous qui détruisent la bulle (flexotir), soit, plus fréquemment, on utilise un canon à air (airgun) dans lequel la bulle de gaz engendrée par l'explosif est remplacée par une bulle d'air sous pression produite par un compresseur. De plus en plus, le canon à air est remplacé par un canon à eau (watergun) : une éjection brutale d'eau produit un phénomène de cavitation (vaporisation de l'eau dépressurisée) qui produit à son tour une émission de bruit.

Le dispositif d'enregistrement en onshore est habituellement constitué de 48 géophones de part et d'autre du tir (96 au total). Chaque géophone est en réalité constitué d'une grappe d'environ 12 géophones enregistrés en parallèle, ce qui améliore le rapport signal à bruit, par la suite, nous utiliserons le terme de géophone pour "grappe de géophones". La distance entre géophones est de l'ordre de 100 m. La distance entre le tir et le premier géophone est soit aussi 100 m soit un multiple de cette distance (tir avec offset). En marine, le tir est effectué juste derrière le bateau, les enregistrements sont réalisés par des hydrophones contenus dans une flûte que traîne le bateau. La longueur de cette flûte est de plusieurs kilomètres.

L'enregistrement se fait sous une forme numérique directement utilisable par un ordinateur. Le pas d'échantillonnage est normalement de 4 millisecondes (souvent 2 ms retransformées par la suite en 4 ms).

Lorsqu'on utilise un vibreur, il faut corrélérer le signal enregistré avec la vibration émise. La corrélation se fait, au moins pour vérification, sur le terrain. Il est nettement moins cher de recommencer un tir quand on est sur le terrain que d'avoir à revenir par la suite.

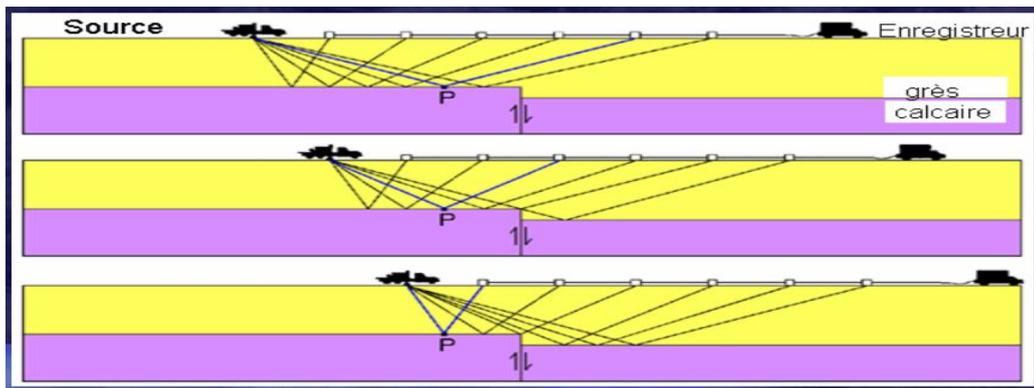


Figure 22: exemple de campagne sismique

### II.3.2.1. Système d'émission

La source sismique est provoquée :

- En onshore : par l'explosion d'une charge de dynamite, enterrée, posée sur la surface du sol ou placée en l'air, ou par un vibreur, la chute d'un poids
- En offshore : par le tir d'un canon expulsant de l'air comprimé, de la vapeur d'eau, ou simplement de l'eau.

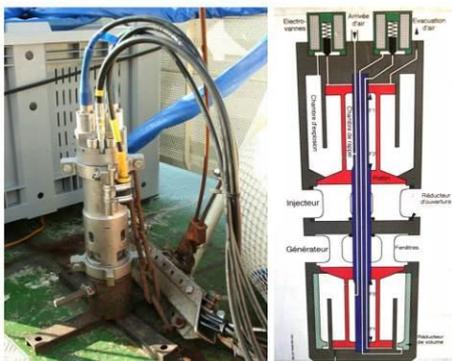


Figure 23: le GI GUN par Romain Bouchet

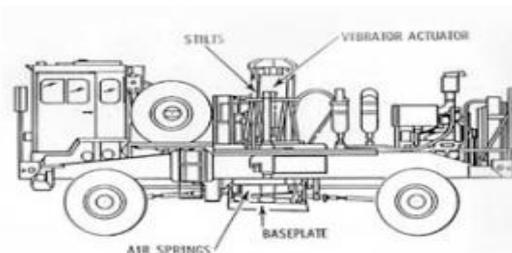


Figure 24: Camion vibreur

### II.3.2.2 Système de récepteur

Le dispositif d'enregistrement en terrestre est habituellement constitué de 48 géophones de part et d'autre du tir (96 au total). Chaque géophone est en réalité constitué d'une grappe d'environ 12 géophones enregistrés en parallèle, ce qui améliore le rapport signal à bruit, par la suite, nous utiliserons le terme de géophone pour "grappe de géophones".

La distance entre géophones est de l'ordre de 100 m. La distance entre le tir et le premier géophone est soit aussi 100 m soit un multiple de cette distance (tir avec offset).

En marine, le tir est effectué juste derrière le bateau, les enregistrements sont réalisés par des hydrophones contenus dans une flûte que traîne le bateau. La longueur de cette flûte est de plusieurs kilomètres.

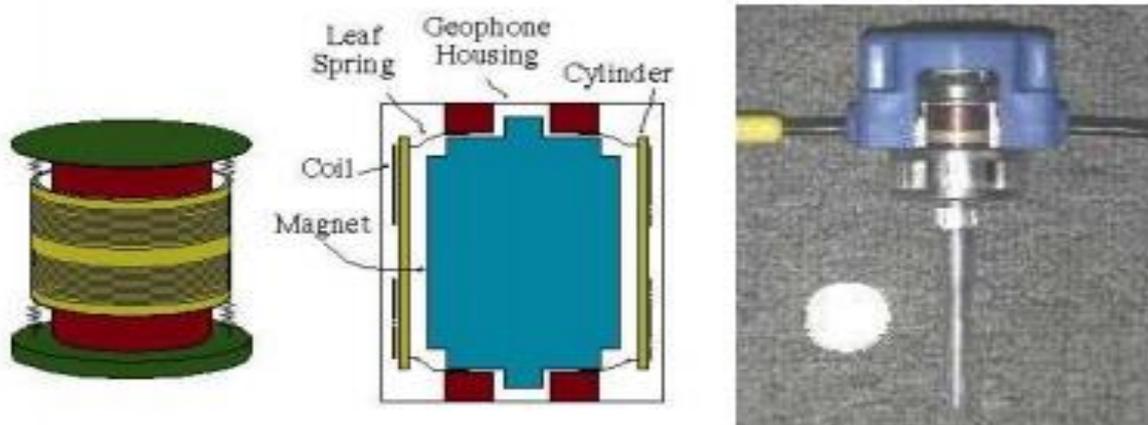


Figure 25: géophones Bernard Giroux, transparent n 36

### II.3.2.3 Système d'enregistrement

La technique la plus utilisée est dite « couverture multiple ». Son principe est que l'enregistrement se fait en ligne, le point de tir et les traces étant disposés le long d'un profil sismique rectiligne. Le point de tir peut être situé au centre du dispositif d'enregistrement (cas du tir au centre) ou à son extrémité (cas du tir en bout)

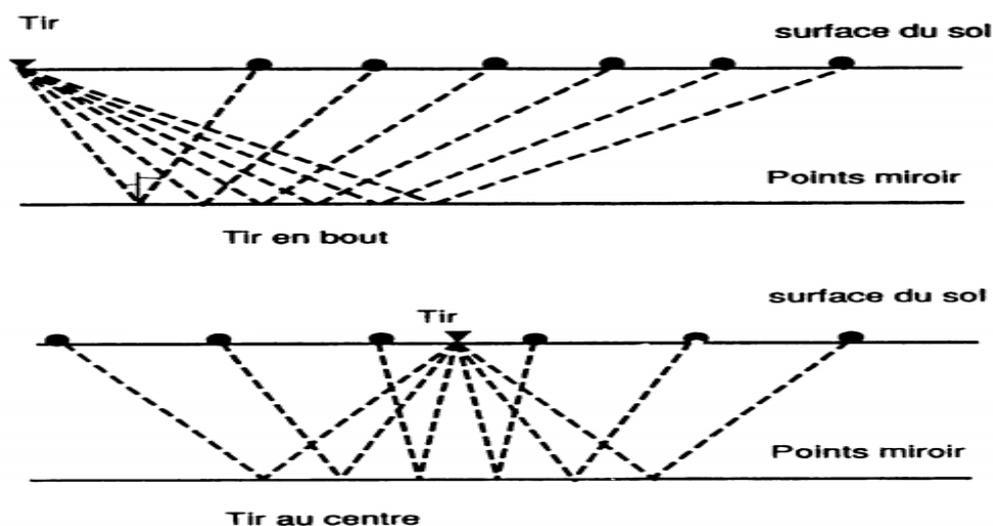


Figure 26: Différents types de tir

Après chaque tir, le dispositif est déplacé et mis en place pour le tir suivant. Les tirs sont espacés de telle façon que chaque point de réflexion ou point miroir soit couvert plusieurs fois.

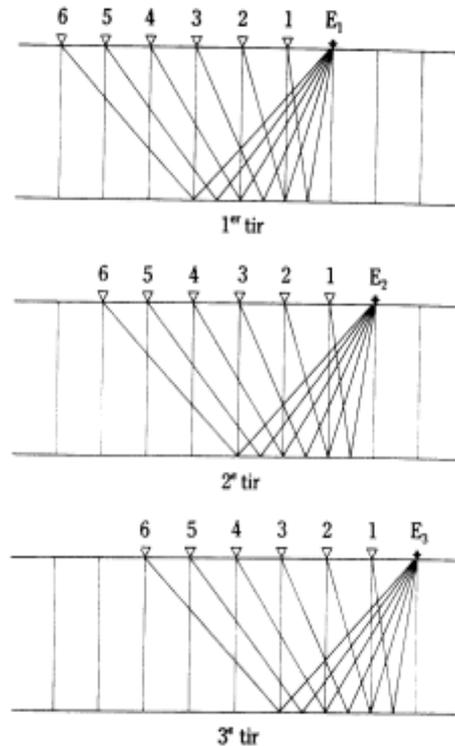


Figure 27: déplacements des tirs sismiques

En surface, un dispositif d'acquisition permet d'enregistrer le signal qui « remonte » afin de pouvoir l'interpréter. Ce signal nous donne une idée de la structure souterraine le long d'un profil, l'échelle verticale n'étant pas une distance, mais un temps double (temps allé retour mis par les ondes pour descendre jusqu'à un réflecteur et en revenir). Cependant, le profil ainsi acquis souffre de nombreuses altérations (artefacts) et nécessite d'être traité pour pouvoir être interprété correctement.

#### II.3.2.4 Le traitement des données

Consiste à faire un traitement de signal afin de voir les résultats sous forme de section.

Une fois acquis sous forme analogique, le signal est filtré, numérisé puis enregistré sur un disque dur afin de pouvoir être traité puis analysé.

##### II.3.2.4.1 Filtrage

Après avoir été mesuré par les géophones ou hydrophones, le signal est filtré afin d'éliminer une partie des bruits parasites.

#### II.3.2.4.2 La numérisation

Les géophones ou hydrophones enregistrent l'onde réfléchi sous forme analogique. Pour en faciliter le traitement et le stockage, le signal doit être numérisé. La numérisation consiste à discrétiser le signal continu en un nombre fini de points. Il est donc nécessaire de choisir un pas d'échantillonnage adapté. On considère généralement que la fréquence du pas d'échantillonnage doit être au moins deux fois supérieure à la plus haute fréquence enregistrée sur le signal analogique.

#### II.3.2.4.3 La déconvolution

La déconvolution consiste à replaquer le signal sur le signal acquis afin d'en extraire une partie du bruit.

#### II.3.2.4.4 Le réarrangement par point miroir

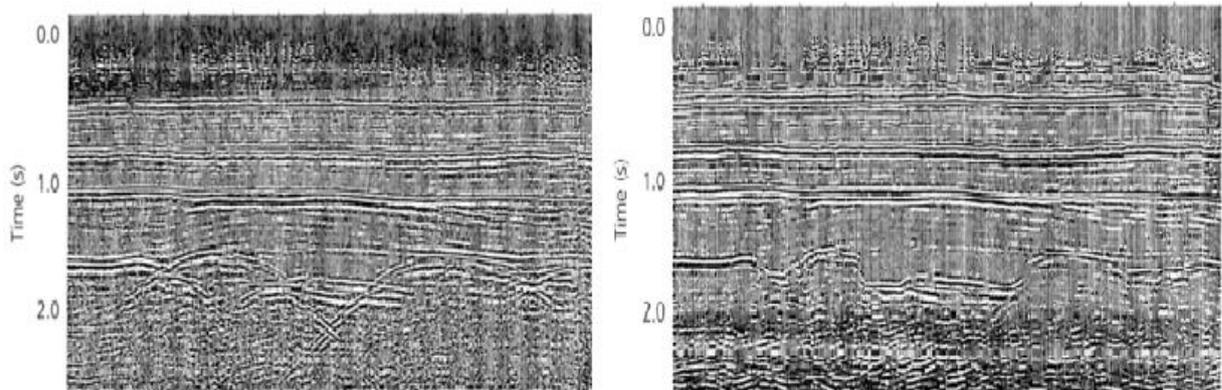
On a vu avec la méthode d'enregistrement à la couverture multiple que chaque point miroir peut être enregistré plusieurs fois par des traces différentes. Donc cette étape concerne à regrouper toutes les traces ayant le même point miroir.

#### II.3.2.4.5 Correction dynamique et sommation des traces (Stack)

Une fois les traces regroupées, il faut corriger le décalage qu'elles ont entre elles en raison des différences d'éloignement par rapport à la source. Une fois cet écart corrigé, tous les traces peuvent être sommés.

#### II.3.2.4.6 Migration

Après correction des dynamique et stack, des anomalies (hyperbole, faut pendage) doit être corrigé. Cette étape de traitement consiste à transformation de l'axe de temps en axe de profondeur (par l'analyse de vitesse), repositionnement des réflecteurs sur leur position « vraie ».



Avant migration

Après migration

Figure 28: Migration

## II.3.2 Interprétation sismique

La sismique réflexion est compartimentée par : l'acquisition, le traitement et l'interprétation. La stratigraphie sismique traite d'interprétation

### II.3.2.1 La stratigraphie sismique

C'est l'étude de données sismiques pour le but d'extraire de l'information stratigraphique.

La stratigraphie sismique est souvent divisée en plusieurs sous régions :

- Analyse de séquence sismique
- Analyse de faciès sismique

#### II.3.2.1.1 Analyse de séquence sismique

Séparer les unités de déposition dans le temps est basé sur la détection des discordances ou changements dans les séquences sismiques.

L'analyse de la séquence sismique implique de l'identification de réflexion majeure "paquets". Cela peut être esquissé en reconnaissant des surfaces de discontinuité.

Les discontinuités peuvent donc soit être reconnues en interprétant des modèles systématiques de terminaisons de la réflexion le long de la discontinuité des surfaces.

On distingue en générale 3 types de réflexion discordant :

- Troncature érosion ;
- Troncature apparent ou structurale ;

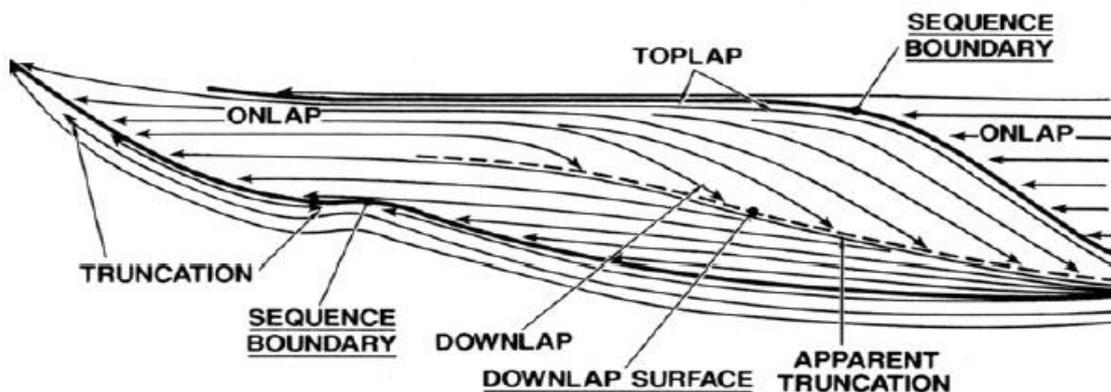
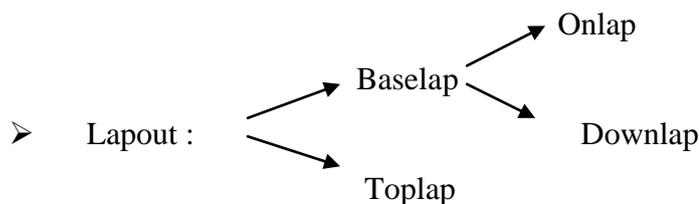


Figure 29: Analyse séquentiel (Vail, 1987)

La troncature érosion est la terminaison des strates contre une surface en érosion.

- ✓ La troncature apparente est la terminaison de réflexions sismiques d'angle relativement bas, sous une surface sismique descendant.

Baselap sont des réflexions contre une surface sismique sous-jacente (lequel marque la base du paquet sismique). Baselap peut consister en onlap ou downlap.

- ✓ Onlap est reconnu sur les données sismiques par la terminaison de réflexions d'angle basse contre une surface sismique plus escarpée. Deux types d'onlap sont reconnus : onlap marin et onlap côtier.
- ✓ Downlap est la terminaison d'une strate initialement inclinée se terminant contre une surface initialement horizontale ou encline. On rencontre la surface downlap généralement dans les dépôts marin
- ✓ Toplap est la terminaison de réflexions inclinée (clinoforms) contre une surface de l'angle inférieure où il représente la limite de déposition proximale.
- ✓

L'arrangement de ses terminaisons est représenté par la figure ci-dessous :

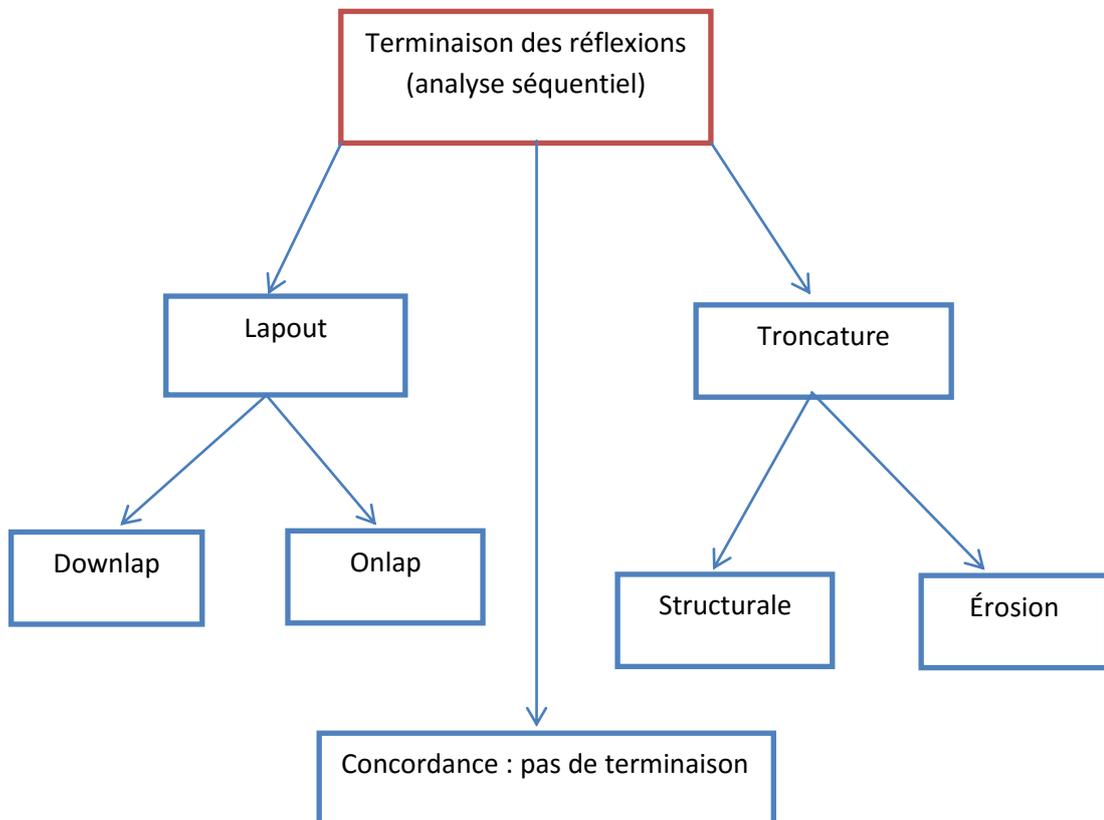


Figure 30: configuration des terminaisons des réflexions

### II.3.2.1.2 Analyse de faciès

L'analyse des faciès sismique prend le processus de l'interprétation au-delà de l'analyse de séquence sismique en examinant dans les séquences les plus petites unités de la réflexion. Le faciès sismique est un paquet de réflecteurs avec un ensemble de caractéristiques sismiques qui diffèrent d'unités adjacentes.

Selon Sangree et Widmier, 1979, la configuration de la réflexion fait référence en gros aux modèles de la stratification identifiée sur la section sismique.

#### II.3.2.1.2.1 Parallélismes des réflexions

Tableau 5: *Analyse de faciès sismique* ( Sangree et Widmier, 1979)

PARAMETRES DE REFLEXION	INTERPRETATION GEOLOGIQUE
Forme externe ou configuration des réflexions	<ul style="list-style-type: none"><li>- Milieu globale de sédimentation</li><li>- Origine des apports</li><li>- Cadre géologique</li><li>- Configuration des couches</li><li>- Mode de dépôt</li></ul>

- **Parallèle et subparallèle :** Strates à qui ont été déposées probablement récemment dans un environnement constants, uniforme ou stable :
- **Divergent :** les configurations sont caractérisées par une unité en forme de coin. Il y a des variations latérales dans les dépositions et inclinaison progressif de la surface de déposition des sédiments.
- **Progradation:** les strates ont été déposées latéralement dont la surface est inclinée légèrement pour former une surface de déposition appelée clinofolds. Les configurations progradation peuvent inclure les modèles de sigmoid, complexe, toit de Bardeau (shingled), et un bosse et creux ( hummocky)
- **Chaotique :** Ce modèle est interprété pour représenter un désordre du surface de réflexion à cause de la difformité du sédiment ou par variabilité de déposition dans un environnement de haut énergie.
- **Réflexion libre ou égale :** Ce modèle peut représenter l'homogénéité telle que les masses éruptives ou dépôts du sel épais.

#### II.3.2.1.2.1 Amplitude, Continuité et fréquence

L'amplitude, fréquence, la continuité des réflexions informes sur la lithologie et le mode de dépôt. Donc, résumer ci-dessous, on a les différents paramètres de réflexion et les

interprétations géologiques qu'on peut en tirer, connaissant les caractéristiques de ces réflexions.

Tableau 6: Analyse de faciès sismique (Sangree et Widmier, 1979).

PARAMETRES DE REFLEXION	INTERPRETATION GEOLOGIQUE
Continuité des réflexions	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Continuité des strates</li> <li>- Mode de dépôt</li> </ul>
Amplitude des réflexions	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Contraste de vitesse (de densité)</li> <li>- Espacement des strates</li> <li>- Contenu en fluide</li> </ul>
Fréquence	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Epaisseur des strates</li> <li>- Contenu en fluide</li> <li>- Changements latéraux des vitesses d'intervalle</li> </ul>

La figure ci-dessous représente les différents paramètres mentionnée précédemment.

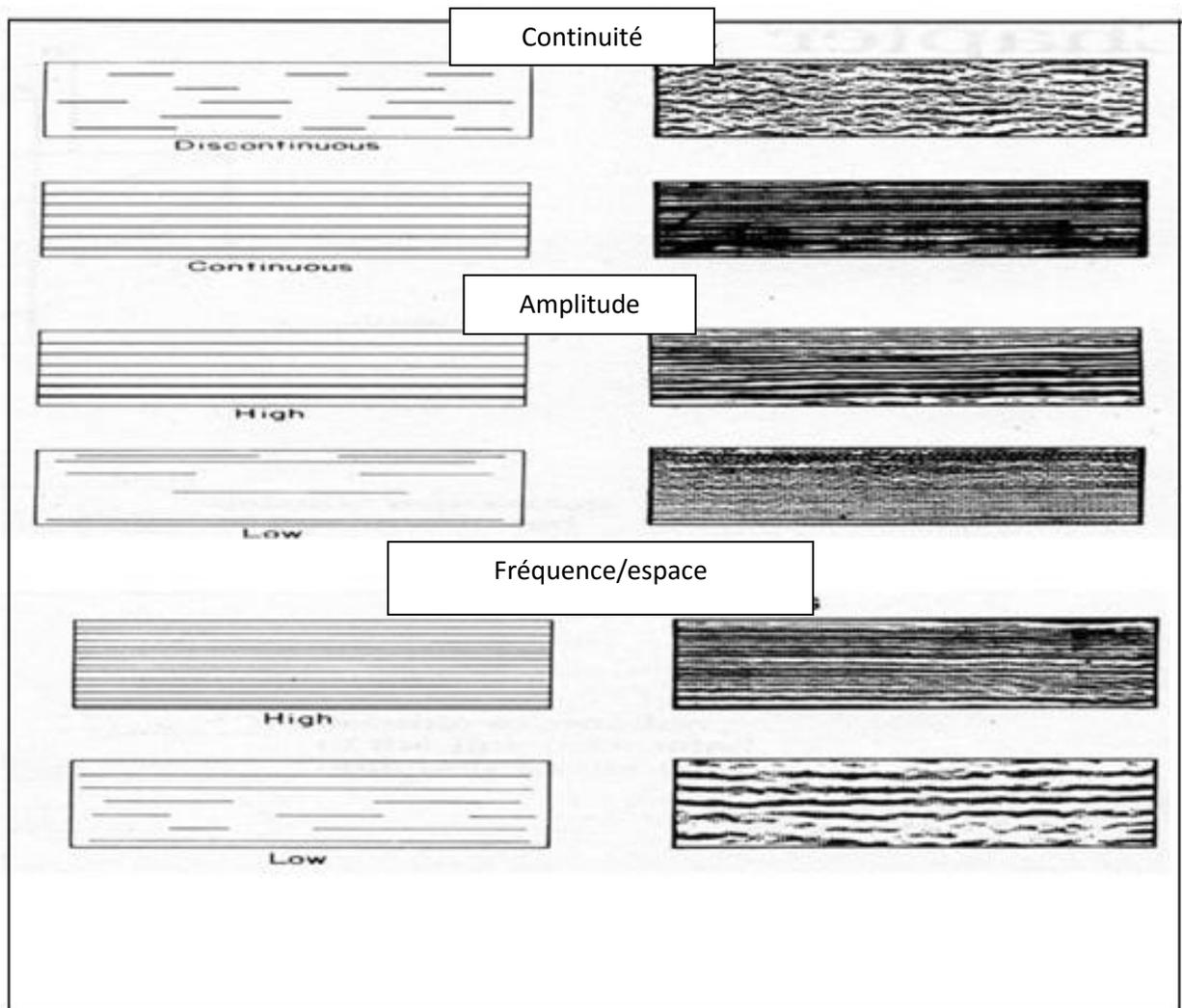


Figure 31: analyse de faciès sismique

L'analyse de faciès peut se résumer suivant l'organigramme ci-dessous :

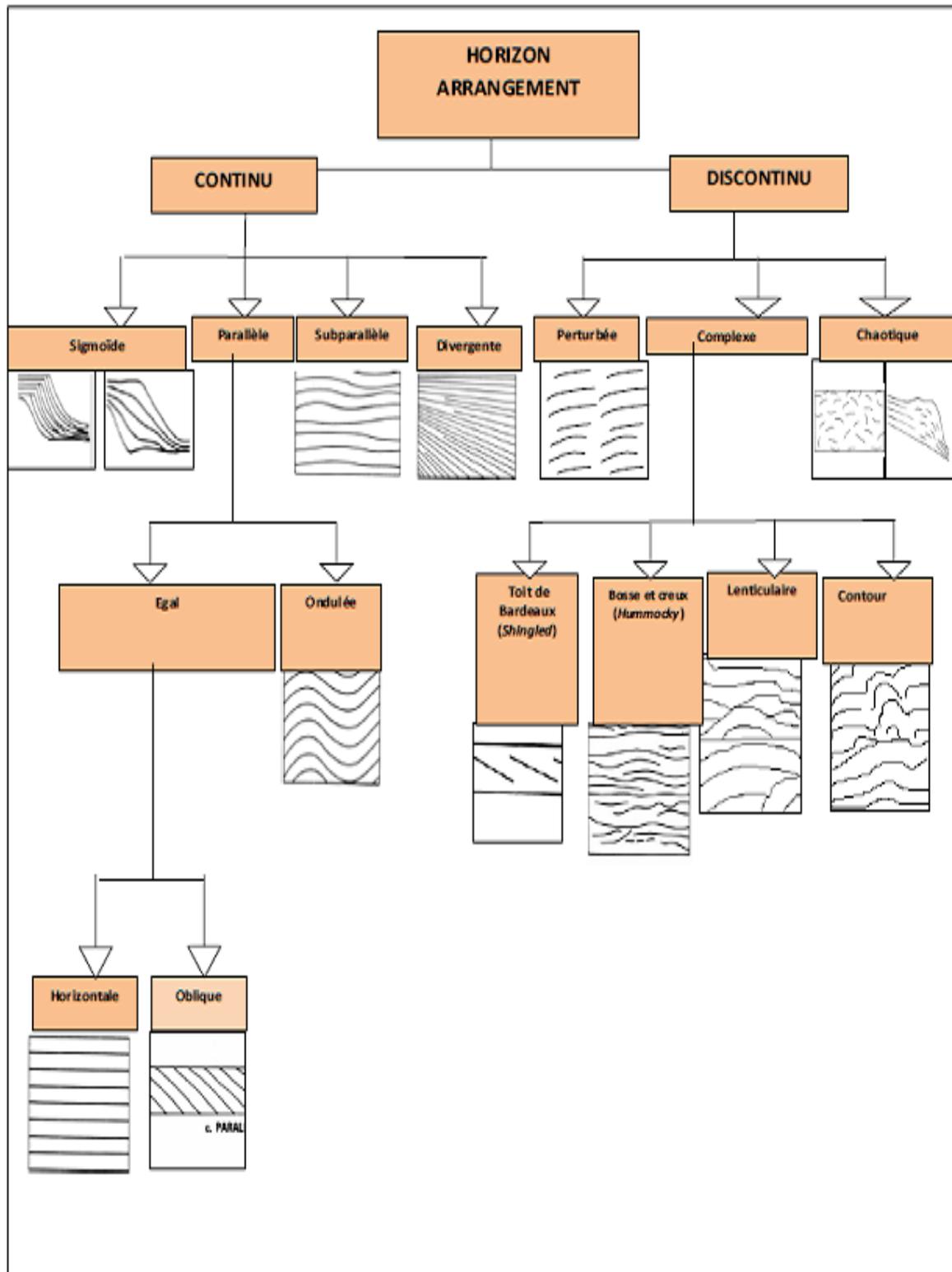


Figure 32: Configuration des réflecteurs

## PARTIE III : TRAITEMENT AMELIORE ET INTERPRETATIONS DES DONNEES

Différentes données telles que des données gravimétriques, magnétiques, sismiques, géologique et informations sur la stratigraphie obtenues à partir des puits ont été utilisées. Elles ont été traitées et interprétées pour tirer le maximum d'information afin d'obtenir des modèles plus proche de la réalité. Cependant, des études antérieures ont aussi été considérées.

### III.1 ETUDES ANTERIEURES

Plusieurs études ont été menées par les compagnies pétrolières. Des esquisses ont été établies pour les différentes formations géologiques du bassin de Morondava et se résumant comme suit :

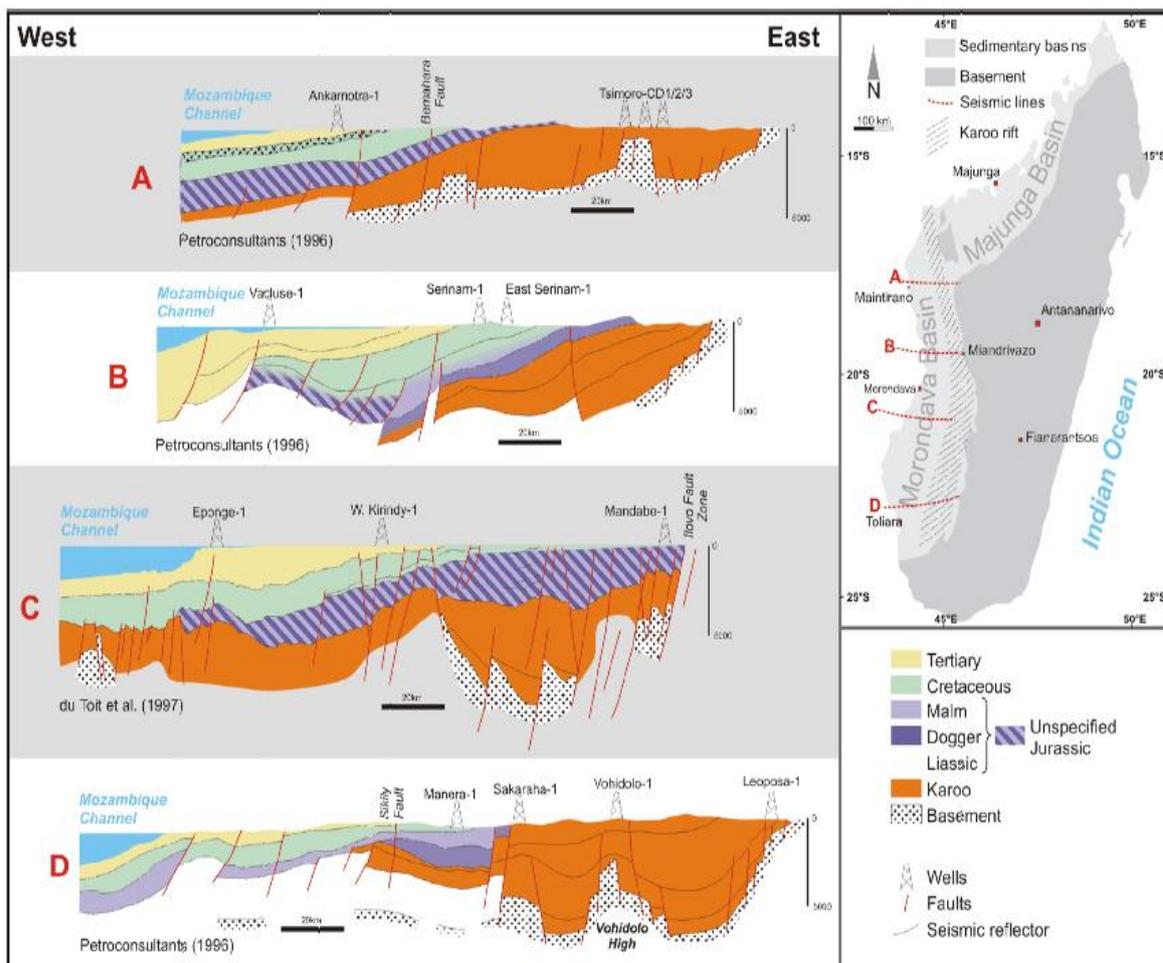


Figure 33: Quelques interprétations sismiques obtenues dans le bassin de Morondava (Markus Geiger, Université de Bremen).

A part ces études, deux grands projets, l'AGP (African Gravity Project ,1986-1988) et l'AMMP (African Magnetic Mapping Project, 1989-1992) permis d'améliorer la couverture gravimétrique et magnétique de l'Afrique dont Madagascar a bénéficié des résultats. Ces projets ont été initialisés par GETECH (Geophysical Exploration Technology) dont le but était de contribuer à l'exploration pétrolière à long terme dans le pays, en rassemblant les données magnétiques et gravimétriques des compagnies pétrolières qui opèrent en Afrique avec ses marges continentales. Cependant, plusieurs traitements devaient être appliqués sur ces données pour obtenir des résultats cohérents et corrects.

Pour les données gravimétriques : lorsqu'elles étaient incomplètes dans certaines régions, la digitalisation des cartes contenues dans les rapports de prospection était le moyen utilisé pour combler les manques. Une méthode empirique de vérification a été employée pour déduire la densité originale de réduction. Deux modèles numériques de terrain de l'USGS ont été appliqués quand les stations gravimétriques ne disposent pas de données d'altitude : le GTP30 pour les données terrestres et l'ETOPO5 pour les données en offshore.

Pour les données magnétiques : quelque une ont été obtenue par digitalisation de cartes et présentaient ainsi des erreurs. Pour réduire ces erreurs, deux techniques de nivellement ont été utilisées. La première consiste à l'examinations des différentes lignes sur les points d'intersection, et l'erreur peut être minimisé ensuite par inversion avec plusieurs équations linéaires. La deuxième consiste à relier ou à superposer les signaux de haute fréquence et ceux des basses fréquences .Le signal de basse fréquence obtenue est le filtre passe bas de la version corrigée des donnée originales. Après vérification et correction, les données ont subi un prolongement vers le haut de 1 km à partir du niveau de la mer pour être fusionnées avec les autres données déjà existantes.

- La carte d'anomalie de Bouguer

Les valeurs absolues de la gravité de chaque station ont été calculées pendant le traitement à partir du réseau de base d'IGNS71 (International Gravity Standardization Net adopted in 1971) et la densité réduction de Bouguer est égale à 2.67 g/cc

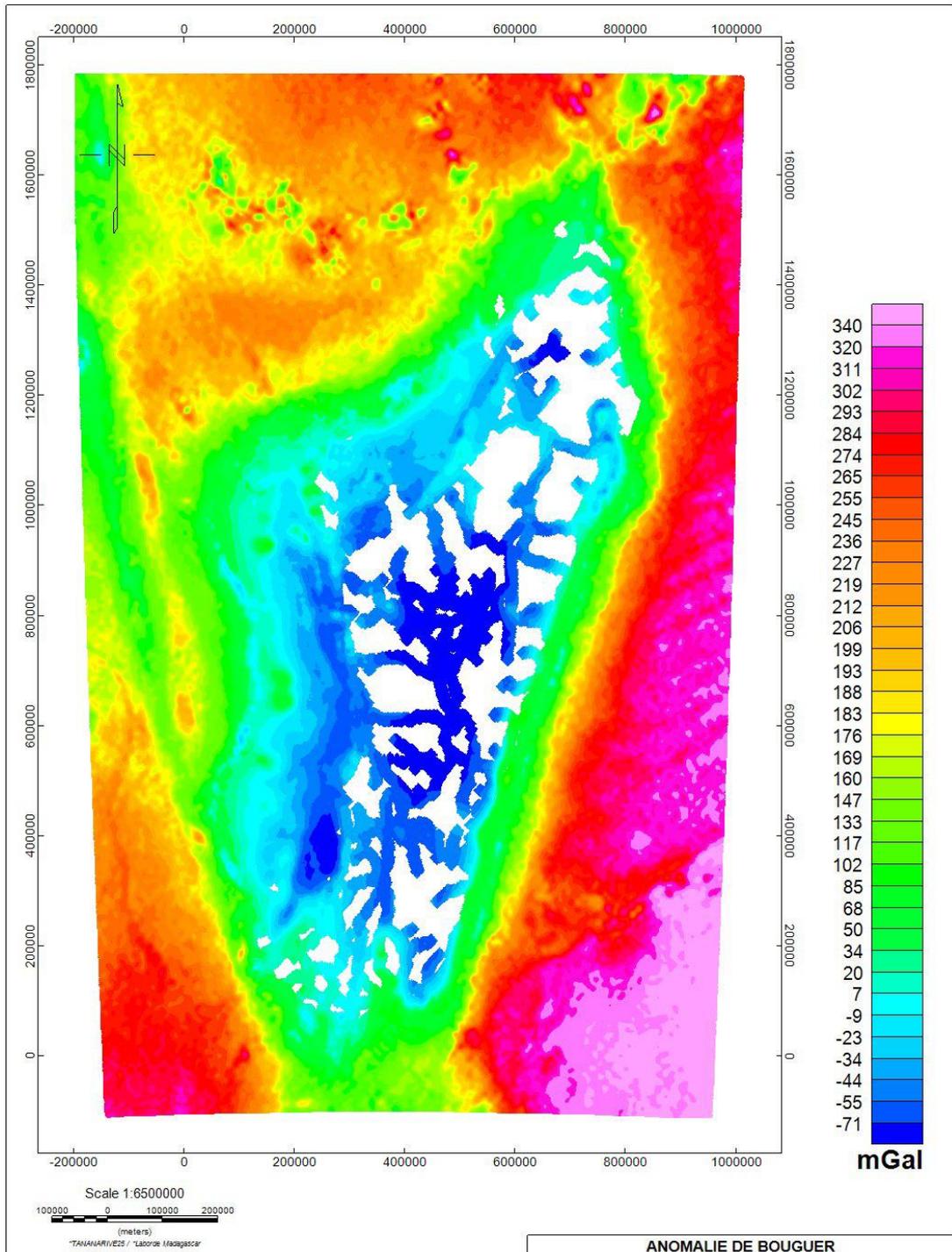


Figure 34: carte d'anomalie de Bouguer de Madagascar, GETECH

- La carte de champ magnétique total

Pour uniformiser les données, un prolongement vers le haut de 1 km a été appliqué pour que les anomalies à très faible longueur soient effacées.

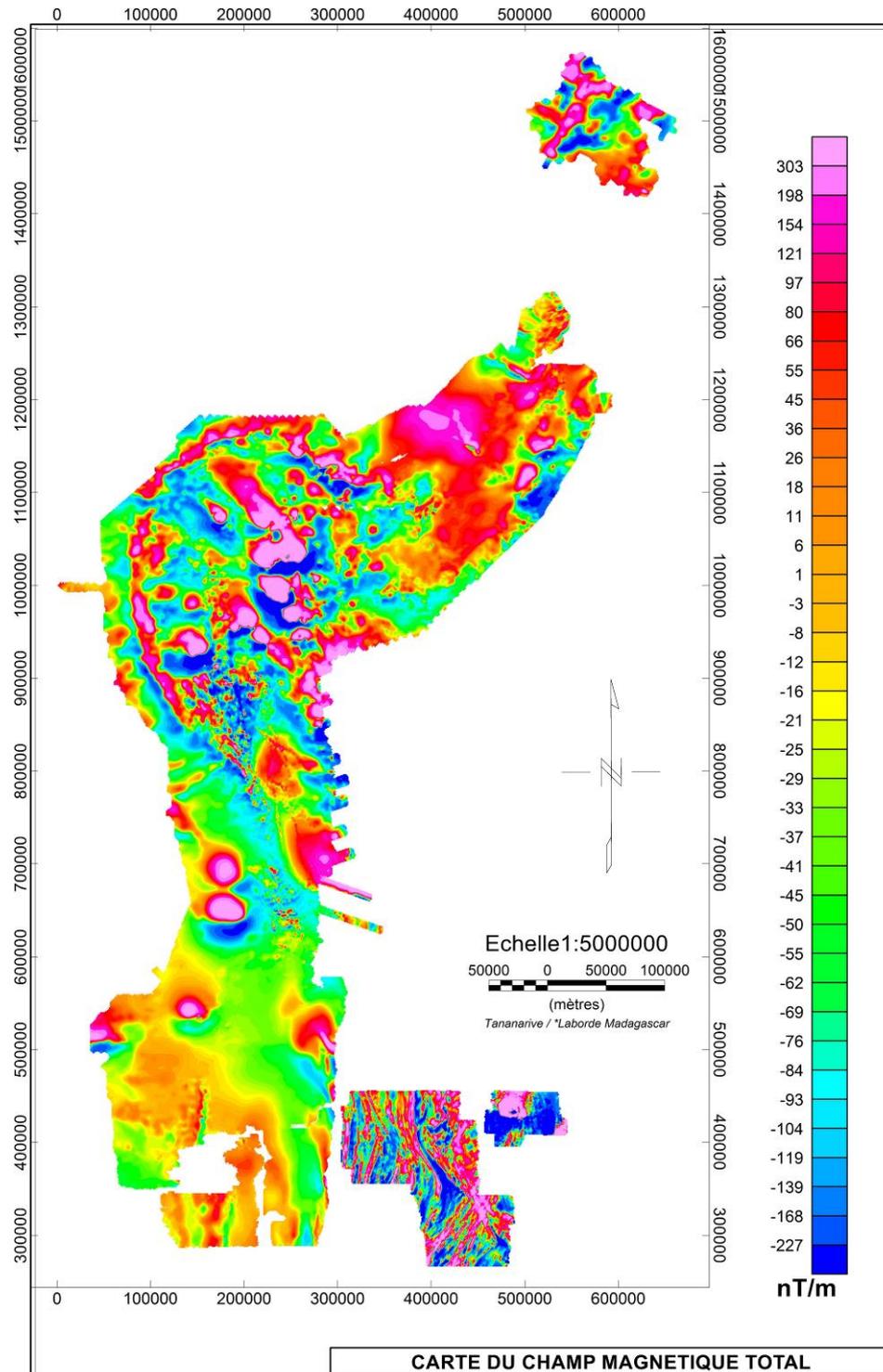


Figure 35: Carte de champ magnétique total de Madagascar, GETECH

Notons que le système de coordonnées utilisé est le Tananarivo 25 avec le système de projection Laborde.

## III.2 INTERPRETATIONS DES DONNEES ET RESULTATS

Le recours à l'utilisation des logiciels est nécessaire pour faciliter le traitement et l'interprétation des données.

### III.2.1 les logiciels de traitement de données

La cartographie, le traitement et l'interprétation sont les fonctions indispensables que les logiciels choisies doivent contenir pour la réalisation de cette étude.

#### III.2.1.1 le logiciel Oasis montage 6.4.2

C'est un logiciel de traitement de données et de cartographie très performant qui répond aux besoins spécifiques d'investigation et d'exploration dans le domaine de la recherche pétrolière. Il permet une analyse rapide afin de contribuer à la résolution des problèmes pour faciliter la prise de décision. Ce logiciel contient un outil très utilisé dans le monde de l'exploration minière qui est le GM-SIS 2D. Il est un outil de modélisation qui consiste à ajuster la courbe calculé sur la courbe observée en modifiant la géométrie des corps responsable de l'anomalie. Le processus de modélisation 2D varie selon l'objectif à atteindre et les données à la disposition :

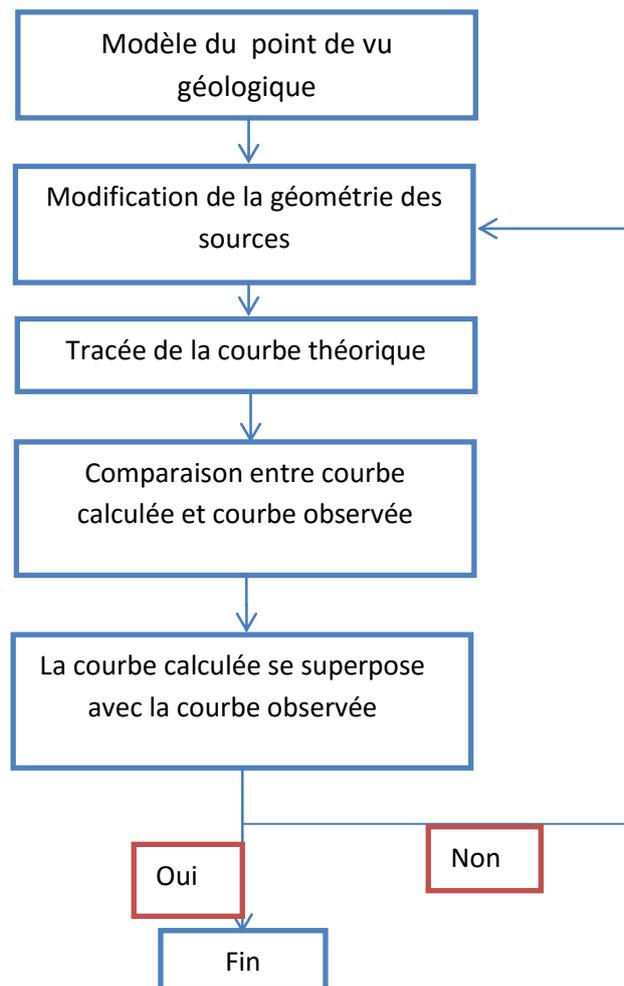


Figure 36: Méthode de travail en modélisation 2D

### III.2.1.2 le logiciel ArcGis9.10

C'est un logiciel SIG (système d'Information Géographique) qui permet d'analyser, d'interroger, de visualiser et de mettre en page les données. C'est un logiciel qui fournit des outils interactifs pour explorer, sélectionner, afficher, éditer, symboliser et classifier les données ou pour créer automatiquement, mettre à jour ou gérer les métadonnées grâce aux composantes ArcCatalog, ArcMap et ArcToolBox.

### III.2.2 Interprétation gravimétrique et magnétique e la Zone n°1

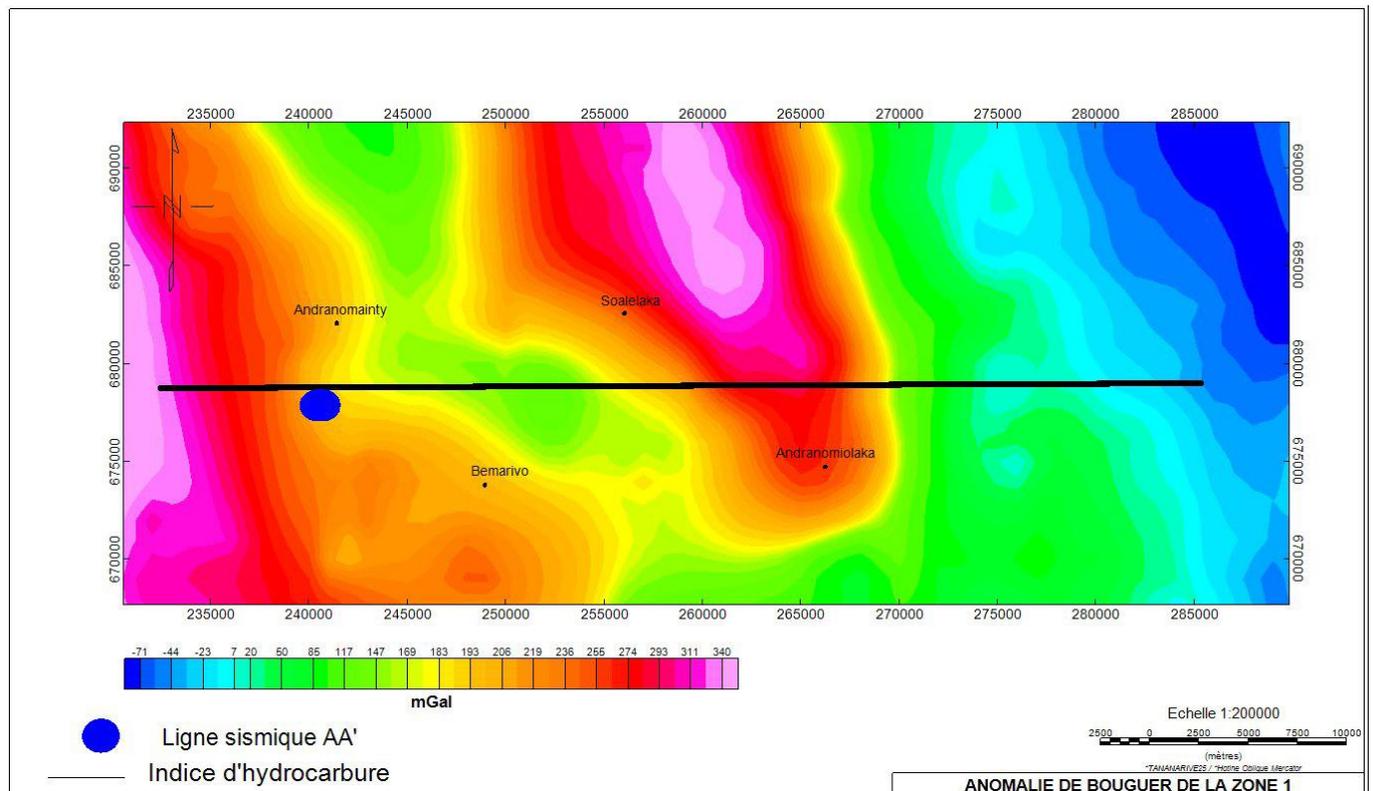
L'interprétation des données gravimétriques et magnétiques est surtout utilisée pour avoir une idée de la géométrie du socle, ainsi que de sa profondeur.

#### III.2.2.1. Interprétation gravimétrique

Une interprétation directe a été réalisée sur la carte d'anomalie de Bouguer. Plusieurs transformations et de filtrages ont été aussi utilisés pour isoler la source.

##### III.2.2.1.1 Carte d'anomalie de Bouguer

La carte d'anomalie de Bouguer de la zone est représentée sure la figure suivante :



On observe généralement trois secteurs bien distincts : Le secteur Est qui est dominé par une anomalie négative allant jusqu'à -70 mGal. La partie centrale, entre la ville de Soalelaka et Andranomiolaka et la partie Ouest sont généralement dominées par des anomalies positives. Les anomalies positives peuvent correspondre à la partie haute du socle cristallin (horst). Cependant, la vérification de cette hypothèse dépend des résultats provenant des autres traitements.

### III.2.2.1.2 Carte de gradient vertical

Cette opération consiste à un filtrage passe-haut. Il consiste à mettre en évidence les anomalies dues aux sources superficielles.

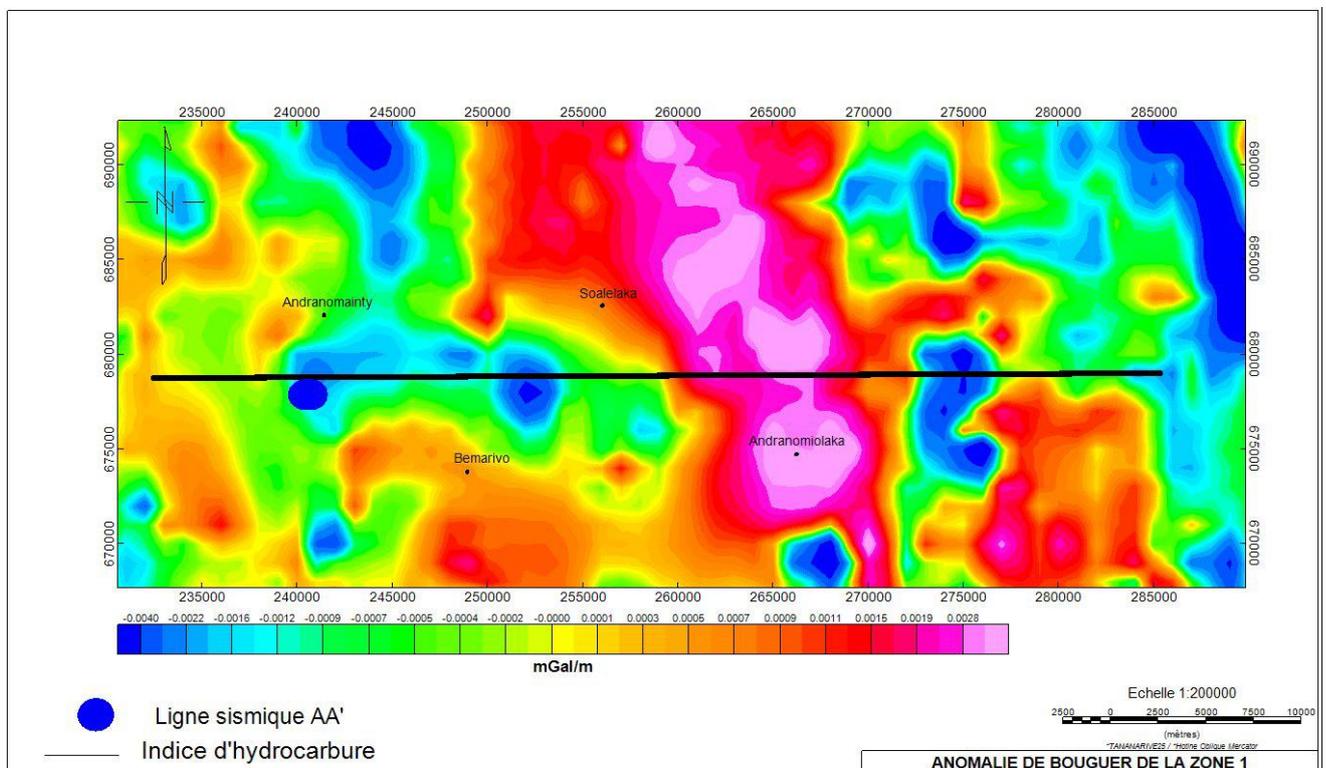


Figure 38 : Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer de la zone d'étude 1

Après l'application du filtre, l'anomalie dans la partie Ouest de la zone n'est plus observable, correspondant donc à une anomalie régionale de source profonde. Par contre, les anomalies positives au centre de la zone d'étude n'ont pas été éliminées. L'hypothèse précédente est donc vérifiée, et que l'anomalie positive au centre est probablement due à une intrusion ou une remontée du socle dont la profondeur est estimée par la méthode de déconvolution d'Euler.

### III.2.2.1.3 Carte de déconvolution d'Euler

Cette opération consiste à localiser et à identifier les sources responsables des anomalies. Autrement dit, elle se porte sur la détermination des structures géologique et de la profondeur des sources responsables des anomalies observées en utilisant la relation d'homogénéité d'Euler (Equation d'Euler).

L'équation d'Euler peut être écrite sous la forme :

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = -NT(x, y)$$

$x_0, y_0, z_0$  : Coordonnées de la source

N : Indice structural

T(x,y) : le signal observé. C'est à dire l'anomalie de Bouguer

La méthode d'Euler est une méthode qui utilise les résultats des opérations de dérivées suivant x, y et z. Cependant, un autre traitement dit signal analytique emploie les mêmes opérations et on superpose souvent les résultats de la déconvolution d'Euler sur la carte de signal analytique. En effet, le signal analytique informe sur la forme de la source et est défini par la formule ci-après :

$$F = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}$$

Les maxima observés ci-dessous sont interprétés comme étant les limites des sources.

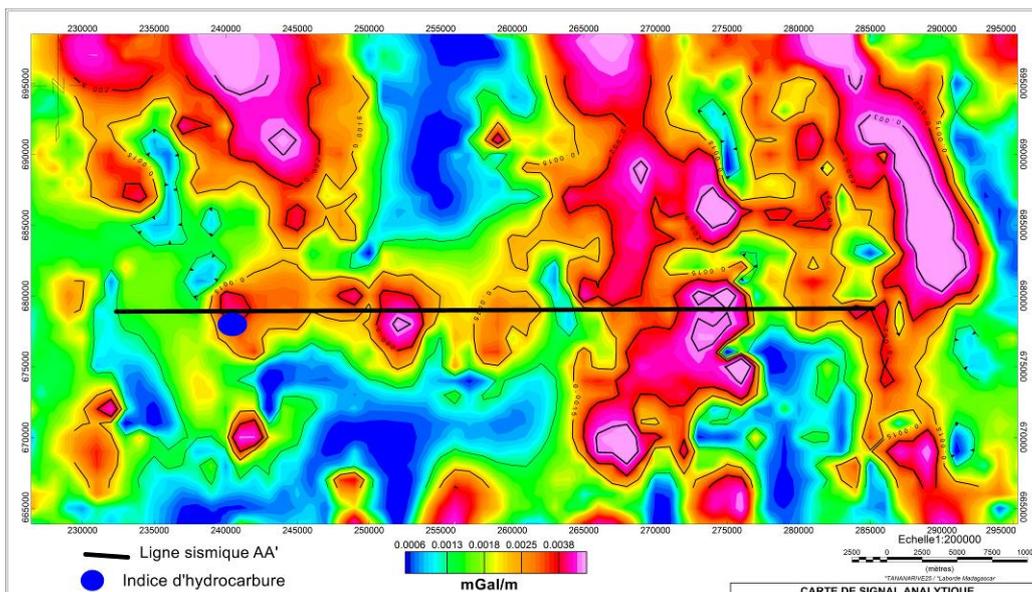


Figure 39: Carte de signal analytique de la zone d'étude 1

La solution d'Euler obtenue à partir de l'anomalie de Bouguer est superposée avec la carte du signal analytique de la zone :

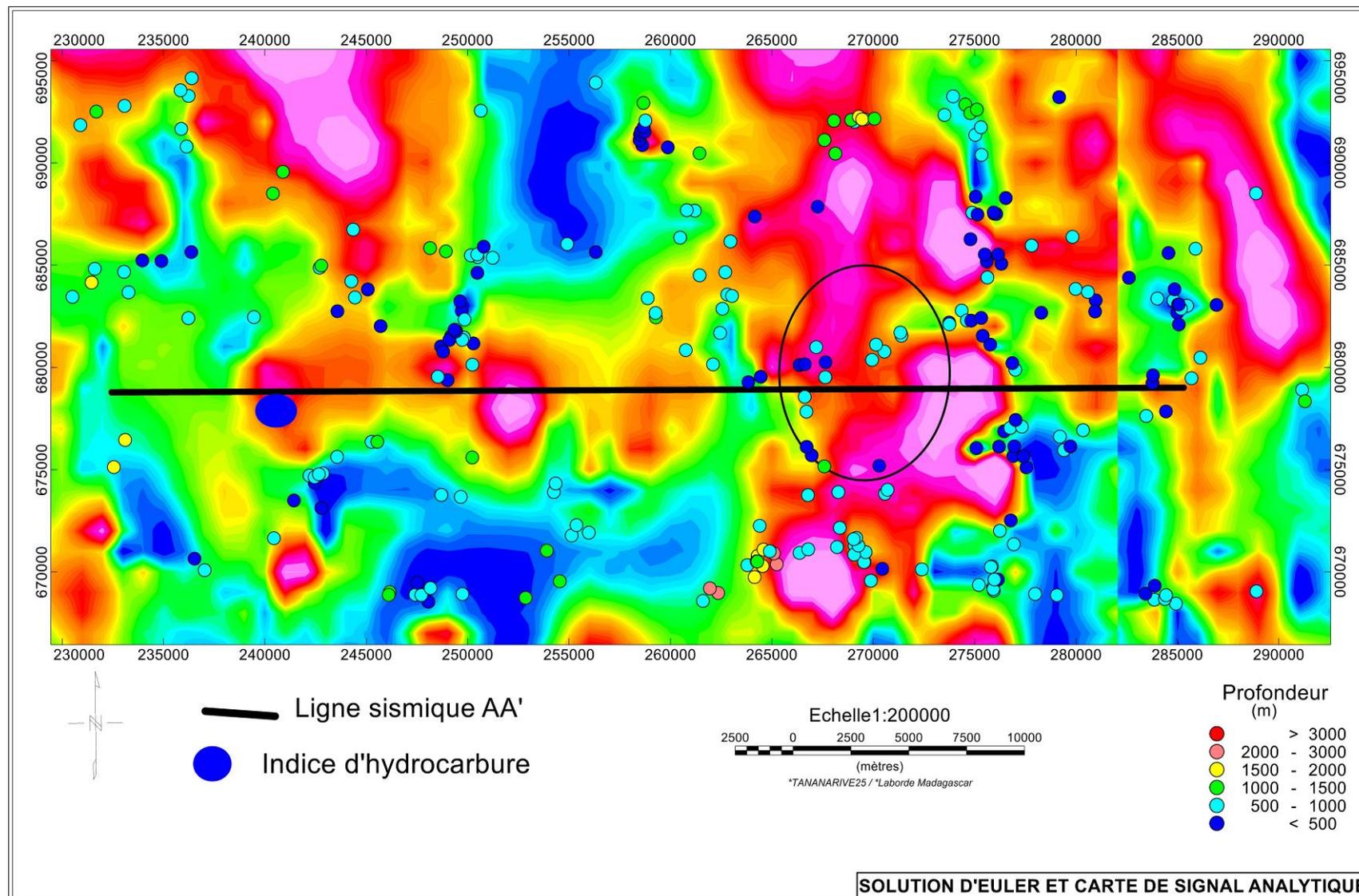


Figure 40: carte du signal analytique de l'Anomalie de Bouguer et la solution d'Euler

D'après la solution d'Euler, l'anomalie positive au centre de la zone d'étude observée dans la carte de dérivé vertical (en cercle sur la carte précédente) a une profondeur inférieure à 1000 mètres.

### III.2.2.2 Interprétation magnétique

Les données magnétiques disponibles correspondent au champ magnétique total. On sait que le champ magnétique total qui est le champ induit dépend de la direction du champ bipolaire terrestre. Pour éviter une fausse interprétation, l'utilisation d'une carte réduite au pôle est indispensable et il est préférable d'utiliser des traitements qui ne sont pas influencés par la direction du champ magnétique terrestre (Signal analytique, Déconvolution d'Euler)

#### III.2.2.2.1 La carte de champ magnétique total et la carte de champ réduit au pôle

- La carte de champ magnétique total

Des données manquent sur certaine zone, néanmoins la ligne sismique n'y passe pas

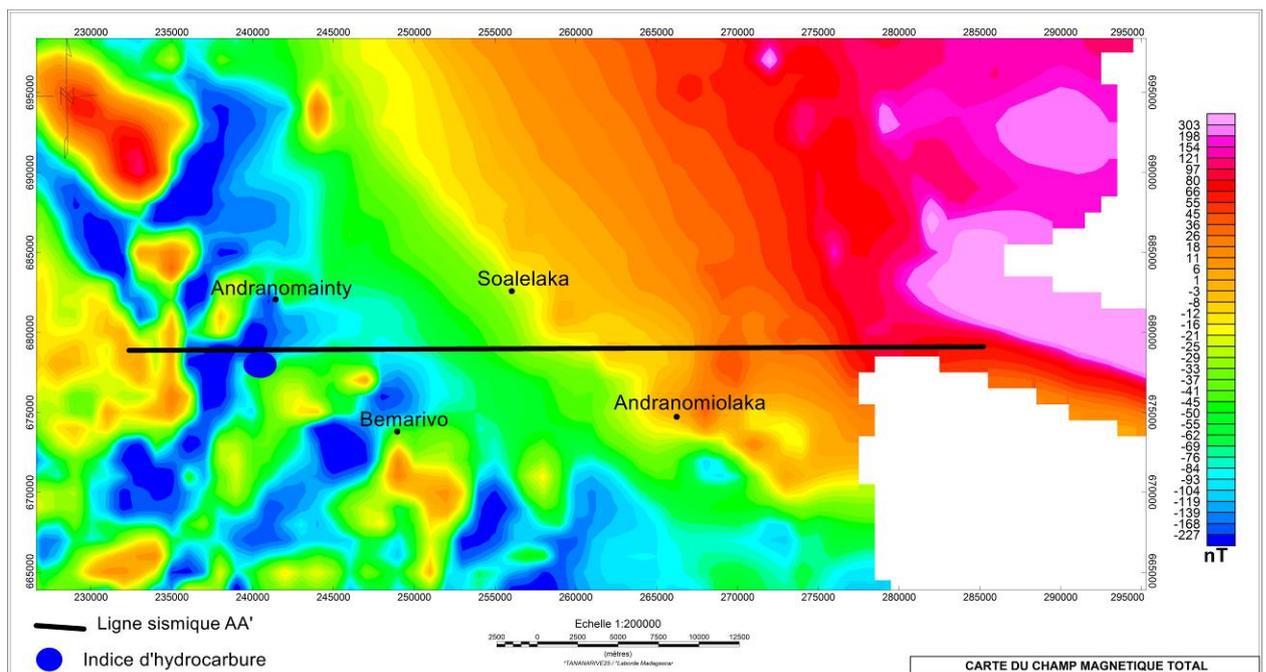


Figure 41: Carte du champ magnétique total

La zone est dominée par des anomalies négatives à l'ouest et par des anomalies positives à l'Est allant jusqu'à 300nT.

- **La carte de réduction au pôle du champ magnétique total**

La réduction au pôle est un traitement qui consiste à placer la source au vertical de l'anomalie.

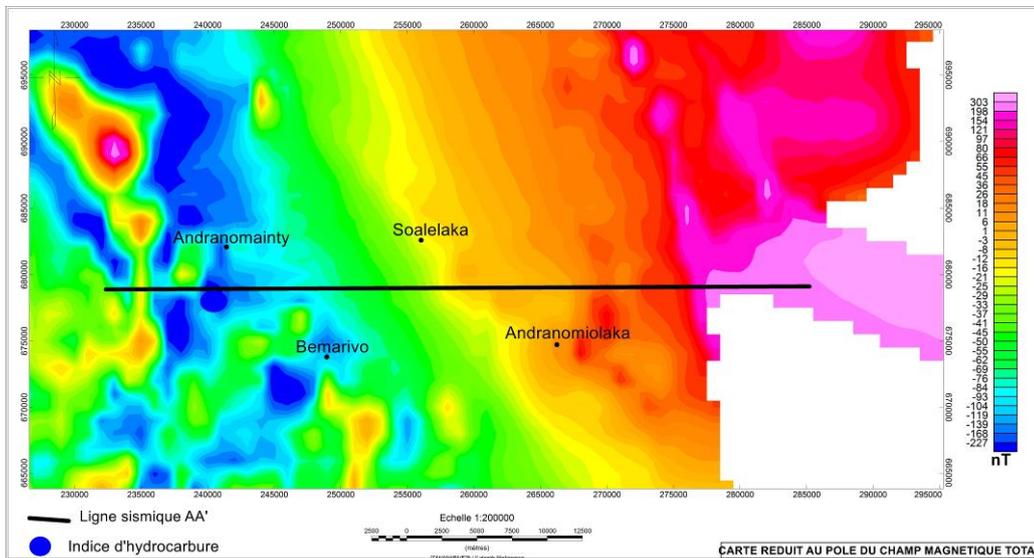


Figure 42: La carte de réduction au pôle du champ magnétique total

Si on compare les deux cartes, la position des anomalies est différente. En effet, L'anomalie positive à l'Est d'Andranomiolaka se localise plus au Sud-Ouest par rapport à celle que l'on observe sur la carte de champ magnétique total.

### III.2.2.2.2 Carte de signal analytique

Calculé à partir du champ magnétique réduit au pôle, on a la carte de signal analytique suivante :

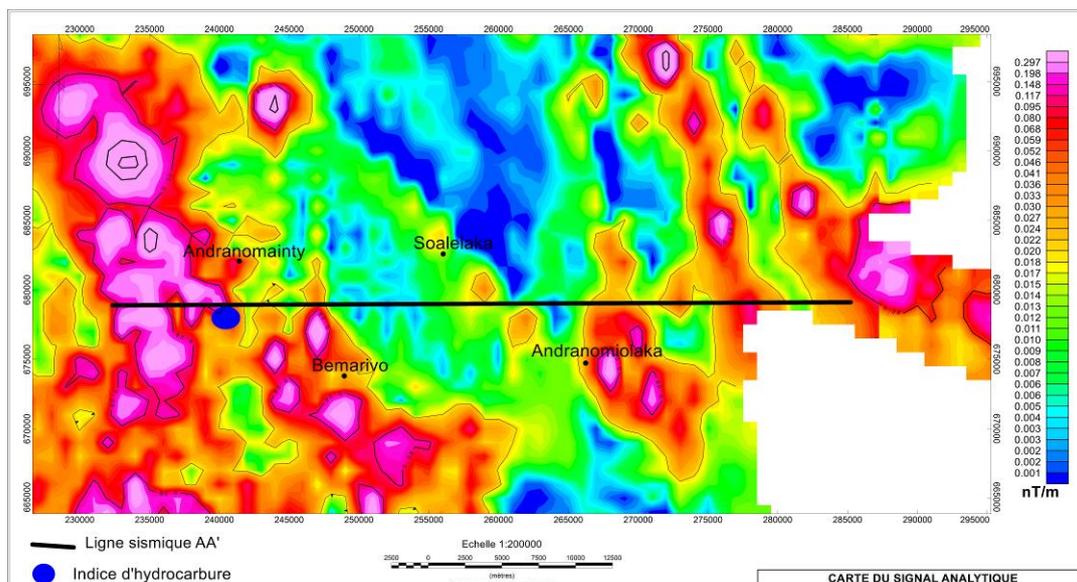


Figure 43: Carte du signal analytique de la zone 1

La carte de signal analytique présente un « horst » près d'Andranomiolaka, dans la partie centrale de la zone d'étude.

La présence possible d'un contact géologique pouvant être une faille être un des facteurs expliquant la présence d'indice d'hydrocarbure d'après les rapports des compagnies pétrolières et OMNIS.

Pour avoir plus de contraintes, la déconvolution d'Euler est aussi appliquée.

### III.2.2.2.3 Carte de déconvolution d'Euler

Le traitement est le même que celui de la gravimétrie : avec les mêmes paramètres et les mêmes logiciels. En superposant la solution d'Euler et la carte de signal analytique, on obtient la carte suivante :

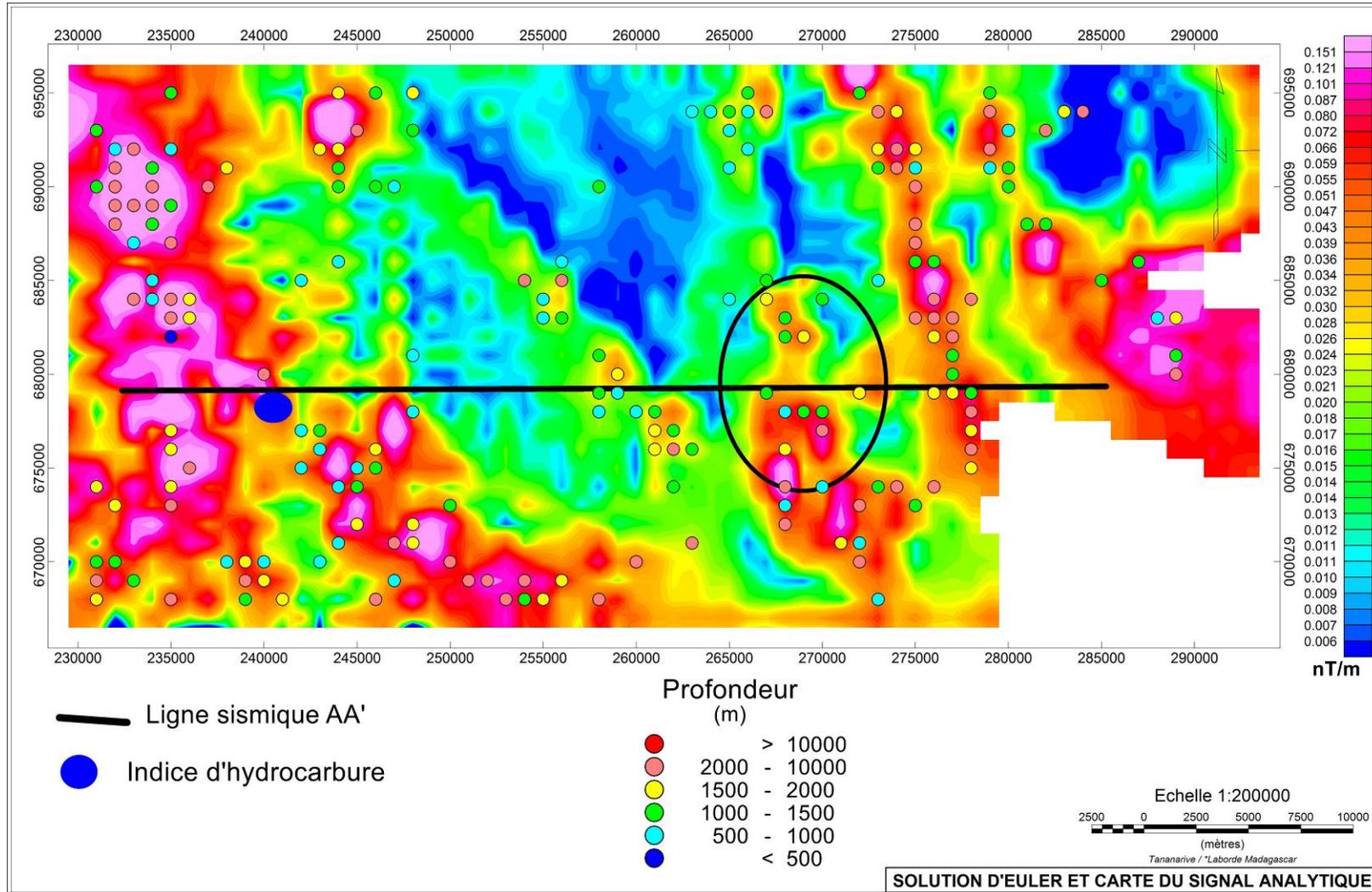


Figure 44: Solution d'Euler et carte du signal analytique

La zone cercle représente la position du Horst observé sur toute les traitements faites précédemment, la profondeur de la source observé sur cette zone est entre 500 et 1500 mètres. Ce résultat est conforme à la solution d'Euler obtenue à partir des données gravimétrique.

Dans la zone Est, près de l'indice d'hydrocarbure on a un résultat qui varie beaucoup, l'interprétation sera donc plus difficile sans autre contrainte ou autre donnée comme les données sismiques.

### III.2.3 Interprétation gravimétrique et magnétique e la Zone 2

Trois régions sont concernées par cette zone dont Beroroha, Bemarivo et Iloto.

#### III.2.3.1 Interprétation gravimétrique

Comme précédemment, plusieurs cartes sont créées à partir de l'Anomalie de Bouguer.

##### III.2.3.1.1 Carte d'anomalie de Bouguer

La figure suivante montre l'anomalie de Bouguer de la zone :

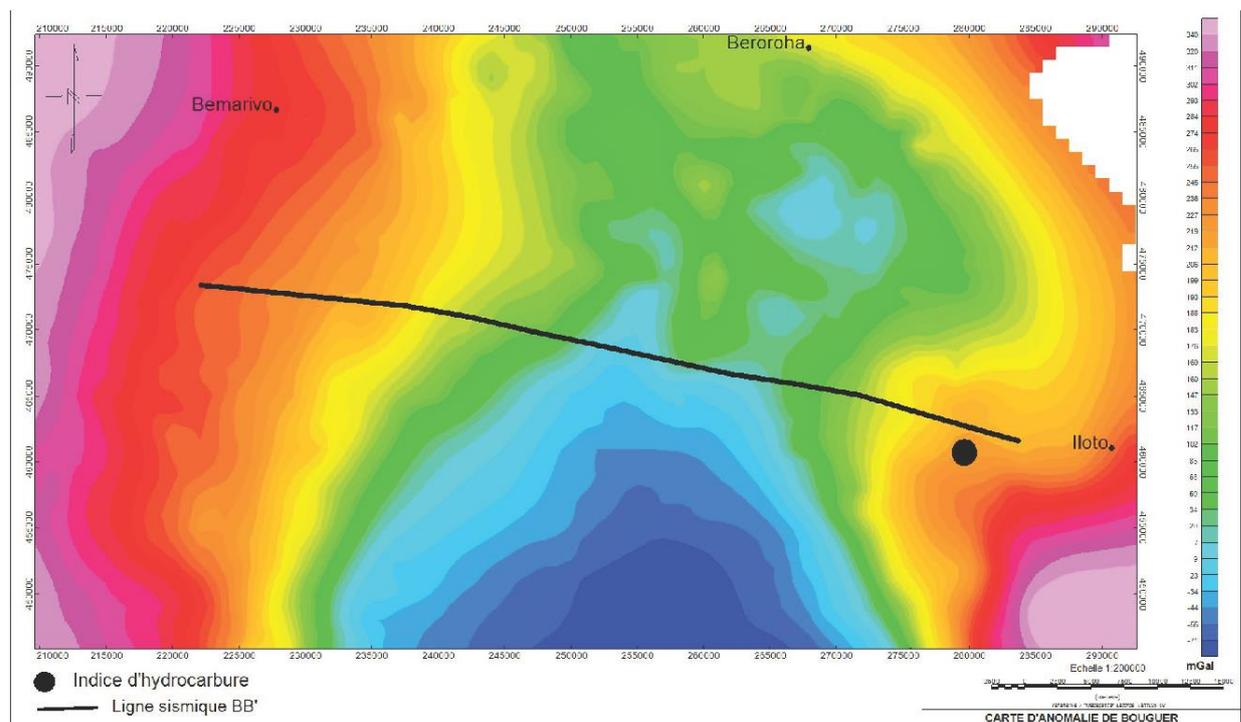


Figure 45: carte de l'anomalie de Bouguer

La zone est généralement dominée par deux anomalies positives et une anomalie négative au centre. La partie Ouest et la partie Est présentent des anomalies positives entre 10 et 40 mgal, tandis que la partie centrale, plus au sud, présente une anomalie négative allant jusqu' à -71 mgal. Comme la zone situe relativement près de la limite du bassin sédimentaire, donc l'anomalie positive près d'Ilovo et à proximité d'un indice d'hydrocarbure est interprété comme étant l'effet du socle cristallin qui devient de moins

en moins profond vers l'Est. Par contre, l'anomalie négative au centre de la carte est un graben, suivie d'un horst à l'Ouest.

### III.2.3.1.2 Carte du gradient vertical

Pour mettre en évidence les sources de faible profondeur, un gradient vertical a été appliqué.

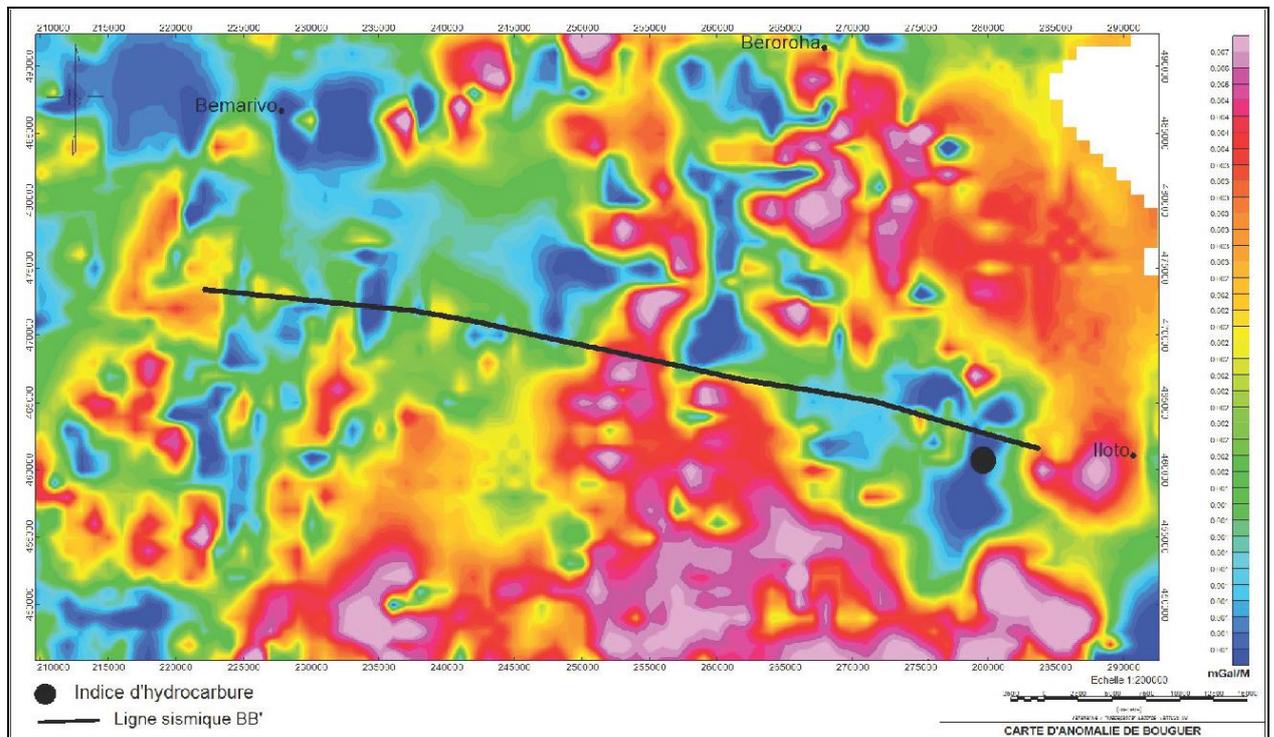


Figure 46: Carte du gradient vertical de l'anomalie de Bouguer

Après l'application de ce filtre, l'anomalie reste positive à l'Est et au Sud. Si le responsable de l'anomalie est le socle, il est moins profond au Sud et à l'Est, ce qui est logique puisqu'on est près de la limite du bassin sédimentaire. L'estimation de cette profondeur se fait par l'application de la déconvolution d'Euler.

### III.2.3.1.3 Carte de deconvoluton d'Euler

La solution d'Euler a été superposée avec la carte de signal analytique de la zone

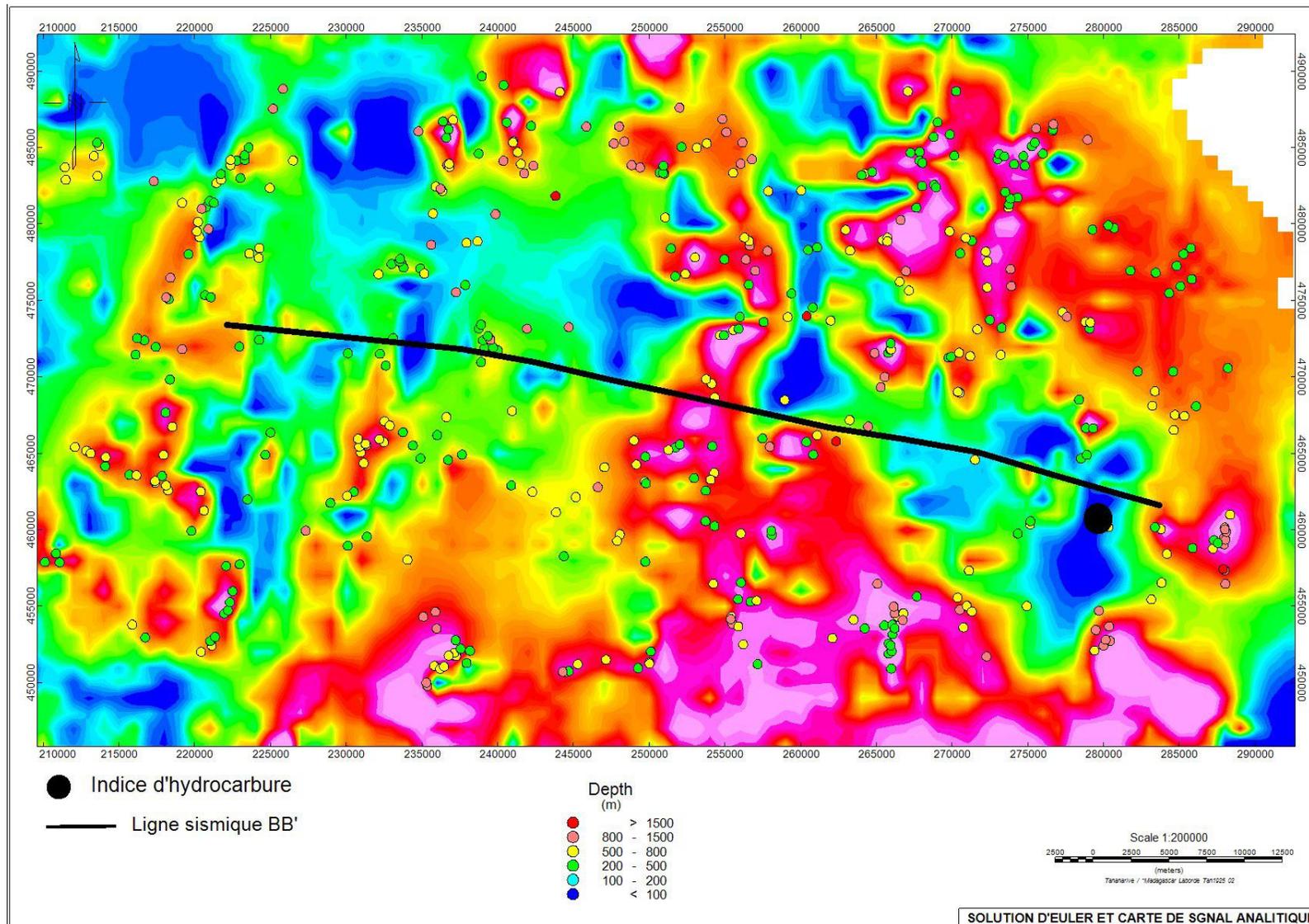


Figure 47: carte du signal analytique et solution d'Euler

La déconvolution d'Euler informe généralement sur la profondeur des sources responsables des anomalies positives qui varient de 200m à 800m. Néanmoins, on observe clairement que la profondeur de la source à l'Est est entre 200 et 500m.

### III.2.3.2 Interprétation des données magnétique

La carte du champ magnétique total est la donnée de base pour toutes les réalisations des cartes transformées et des autres traitements.

#### III.2.3.2.1 La carte de champ magnétique total et la carte de champ réduit au pôle

- **Carte du champ magnétique total**

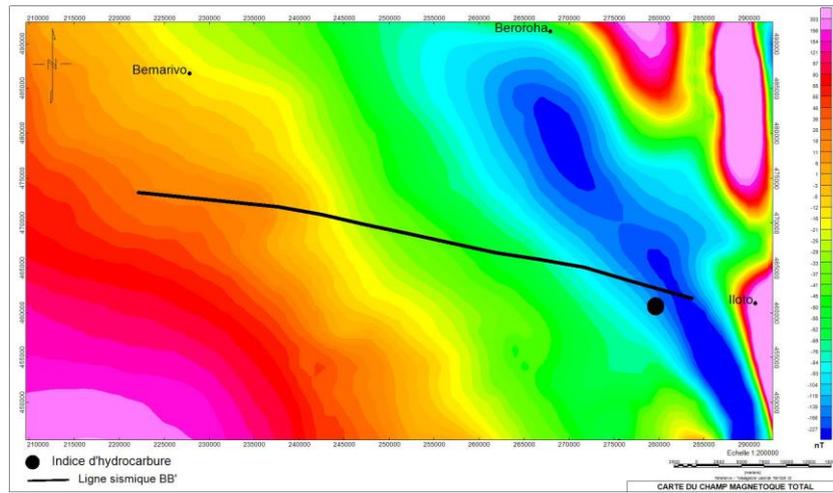


Figure 48: Carte du champ magnétique totale de la zone 2

Pour que la source soit superposée sur l'anomalie observée, l'application de la réduction au pôle est indispensable.

- **La carte de réduction au pôle du champ magnétique total**

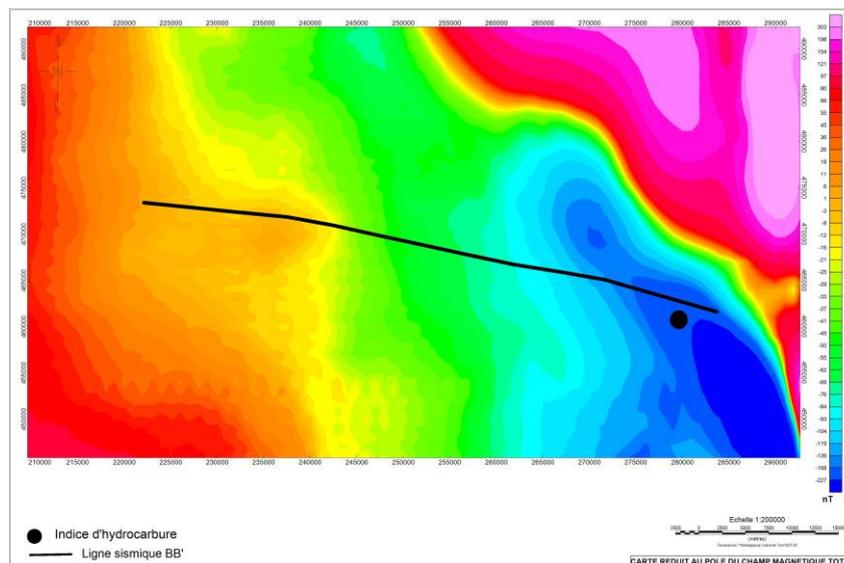


Figure 49: La carte de réduction au pôle du champ magnétique total de la zone 2

Le scenario qui se présente est le même que ce observé précédemment sur l'anomalie de Bouguer. A l'ouest, une anomalie positive domine et la source est probablement le socle. Au centre une anomalie négative qui est interprétée comme étant un graben. Finalement à l'ouest, un horst est représenté par une forte anomalie positive.

### III.2.3.2.2 Carte de signal analytique

La carte de signal analytique est obtenue à partir de la transformation du champ magnétique totale par des opérations de dérivé vertical et horizontal.

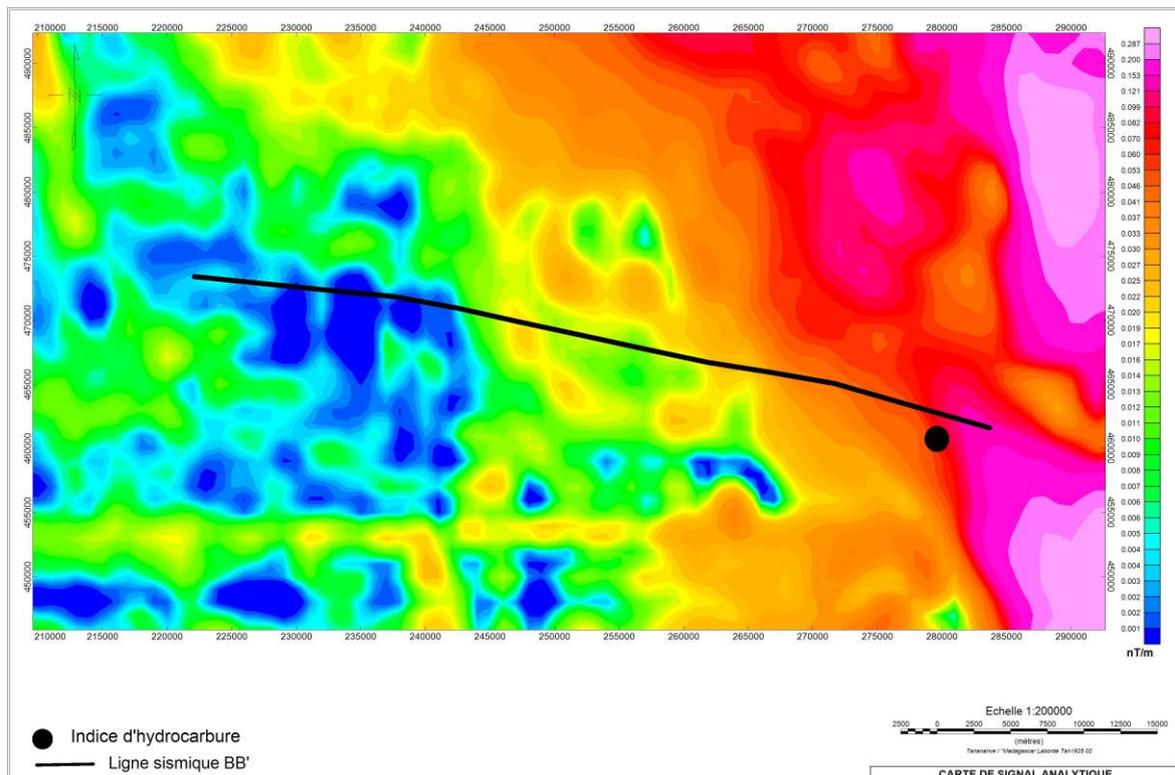


Figure 50: carte du signal analytique du champ magnétique totale

Sur cette carte, on remarque bien que l'anomalie positive à l'Est n'y est plus tandis que l'anomalie à l'Ouest est encore visible. En effet, le socle devient de plus en plus profond vers l'Est.

L'anomalie positive à l'Ouest est une anomalie de courte longueur d'onde c'est-à-dire de source qui se trouve près de la surface.

### III.2.3.2.3 Carte de deconvolution d'Euler

La carte suivante informe sur la profondeur des sources responsables de l'anomalie

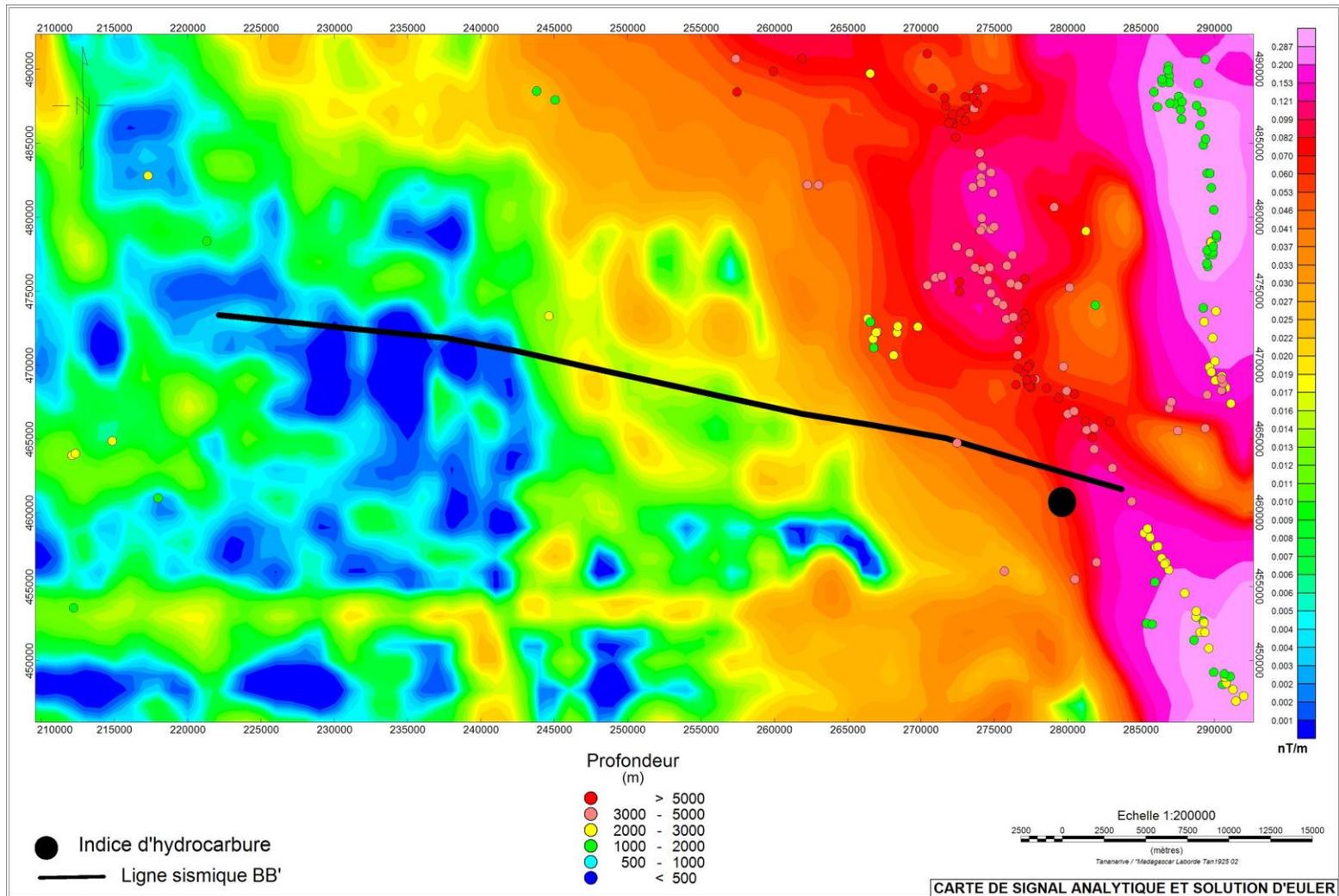


Figure 51: carte du signal analytique et solution d'Euler

Selon le résultat du traitement, la source magnétique à l'Ouest qui est le socle a une profondeur entre 1000 et 2000m et celle-ci augmente si on se déplace vers l'ouest, atteignant plus de 5000m.

Des traitements ont été appliqués sur les données gravimétriques et magnétiques des deux zones pour mettre en évidence la source des anomalies observées. Cependant, pour valider ces interprétations, des données sismiques et géologiques ont été aussi utilisées

### **III.2.4 Interprétation sismique**

Des sections sismiques ainsi que des cartes d'affleurements géologiques ont été utilisées pour les interprétations.

#### **III.2.4.1 Section sismique de la zone 1**

Dans la zone d'étude, la section sismique montre trois formations géologiques :

- du Crétacé
- du Jurassique
- et du Karroo

### III.2.4.1.1 Les horizons sismiques

En considérant les données géologiques de surface, on a l'interprétation sismique suivante :

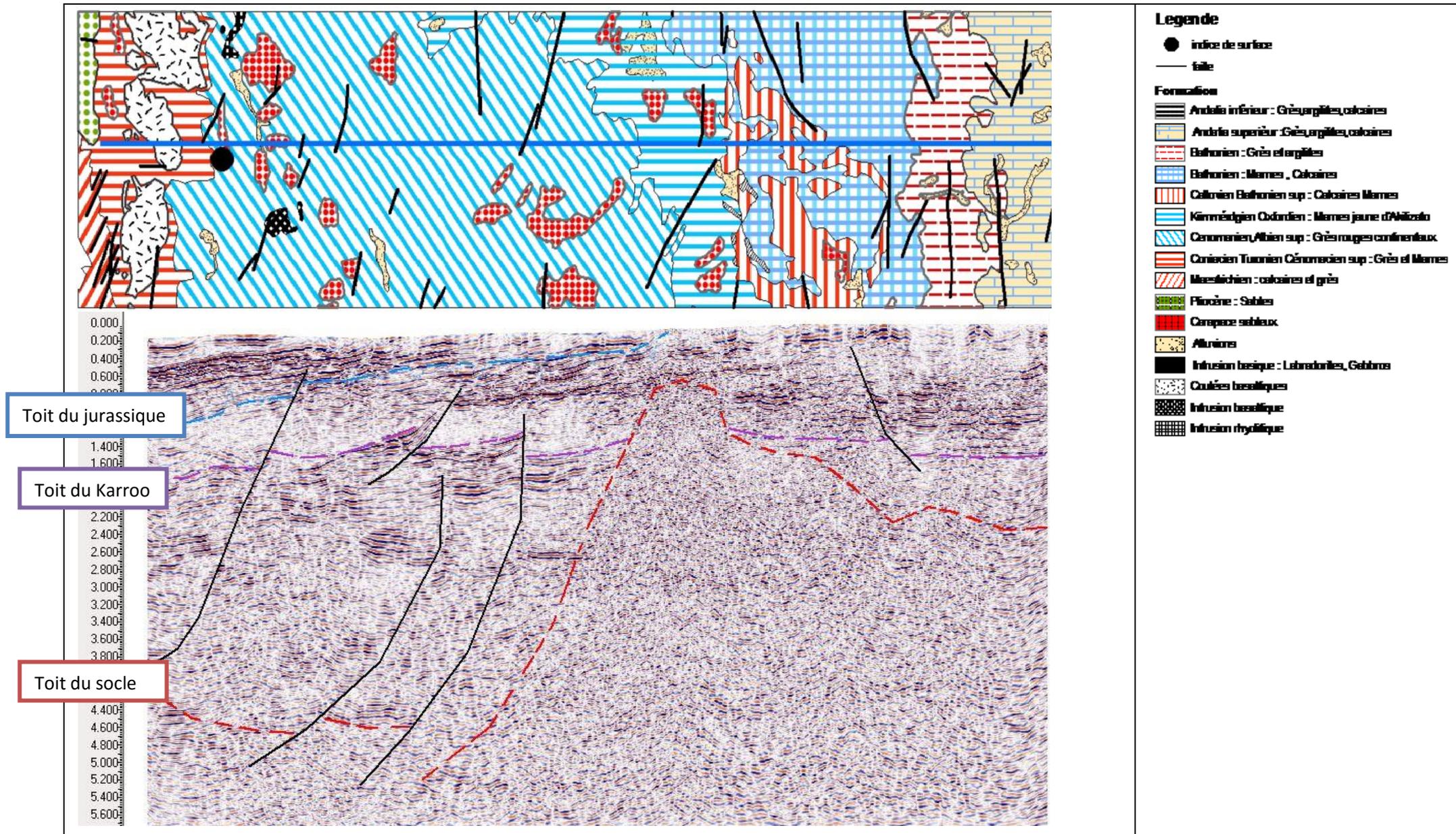


Figure 52: profil sismique AA'

Dans cette section, quatre séquences ont été délimitées :

- La première séquence avec un toit de couleur rouge représente le toit du socle. Elle présente une configuration chaotique, des réflecteurs discontinus, des signaux à hautes fréquences et de basse amplitude.
- La deuxième séquence dont le toit est en bleu est caractérisée par une configuration dite « Hummocky ». Elle présente des réflecteurs subhorizontaux continus avec des signaux de haute amplitude et à haute fréquence. Il s'agit probablement d'un important paquet de sédiments du Karroo par sa mode de déposition, de son épaisseur, et du fait qu'elle soit affectée par des failles (rifting).
- La troisième séquence dont le toit est en jaune, est subdivisée : la partie du dessus caractérisée par des réflecteurs discontinus de basse amplitude, à haute fréquence et avec une configuration subhorizontale. Si cette couche est argileuse, elle peut jouer le rôle de roche couverture. La partie du dessous, plus récente que celle du dessus est caractérisée par des réflecteurs continus de haute amplitude et à haute fréquence. Cette couche présente un affleurement de grès et de calcaire donc probablement une formation marine. Cette séquence correspond à la formation du Jurassique.
- La dernière séquence est caractérisée par des réflecteurs parallèles, continus légèrement inclinés vers l'ouest. Elle présente des réflecteurs de basse amplitude et à haute fréquence. Cette couche affleure en surface dont l'âge est celui du Crétacé d'après la carte géologique de la zone.

#### **III.2.4.2 section sismique de la zone 2**

Comme précédemment, la section sismique est interprétée en considérant la carte d'affleurement géologique de la zone.

### III.2.4.2.1 Les horizons sismiques

Dans cette zone d'étude, la section sismique montre deux formations géologiques du Karroo dont :

- L'Isalo I
- et le Sakamena

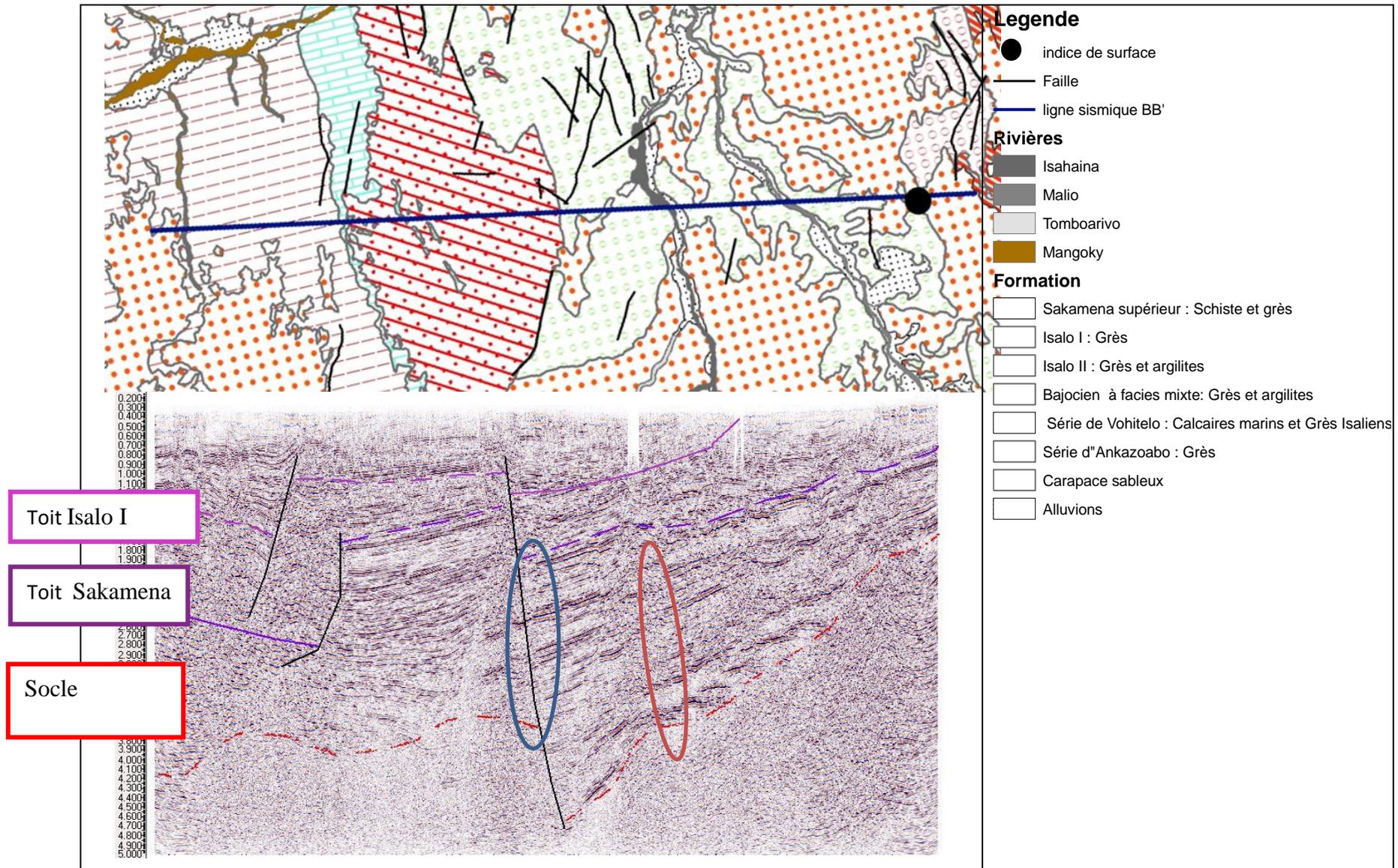


Figure 53: profil sismique BB'

- Comme précédemment, la première couche présente des réflecteurs « chaotiques » correspondant au socle ;
- La deuxième séquence est le Sakamena, caractérisé par des réflecteurs subparallèles discontinus à haute amplitude et de haute fréquence à l'ouest. A l'est, les réflecteurs sont généralement continus mais de basse amplitude par rapport à ceux observés à l'Est. La plus intéressante dans cette partie Est, est la présence des anomalies qui déforment les réflecteurs (en cercle). Les zones traversées sont perturbées par ce qu'on appelle « cheminée de gaz ». Les explorateurs pétroliers décrivent ceci comme étant une DHI (Indicateur Direct d'Hydrocarbures).
- Pour la troisième séquence qui est l'Isalo I, les réflecteurs sont subdivisés en trois zones. L'Ouest présente des réflecteurs ayant une caractéristique faiblement ondulée, continue, avec amplitude et fréquence relativement hautes. Au centre, les réflecteurs sont subparallèles avec des amplitudes légèrement basses. A l'Est de la faille, les réflecteurs sont ondulés avec fréquence et amplitude faibles. C'est une formation qui affleure en surface.
- La quatrième séquence est l'Isalo II. Les réflecteurs observés sont parallèles et continus, de haute amplitude et à haute fréquence. Cette dernière formation affleure aussi en surface et est en discordance avec des dépôts du tertiaire (pliocène, Eocène)

A part la sismique réflexion, la modélisation est une technique puissante pour mettre en évidence la structure géométrique du sous-sol.

### **III.2.5 Modélisations 2D**

L'un des grands défis des géophysiciens est la résolution du fameux « problème inverse ». En effet, une anomalie donnée peut correspondre à plusieurs sources différentes. Pour que la solution soit la plus proche de la réalité géologique, des données géophysiques ont été interprétées conjointement.. Les modélisations ont été réalisées avec le logiciel Oajis montage. Notons que la modélisation serait possible seulement si on impose des contraintes dans le but de bien ajuster les courbes théoriques avec les points expérimentaux. Le programme de modélisation en 2D utilisé pour les profils gravimétriques et magnétiques est la GM-SYS, c'est une application développée par le Northwest Geophysical Associates en 1999. Le calcul des anomalies tient exclusivement compte des masses comprises entre 0 et 15 km de profondeur.

### III.2.5.1 Modélisation structurale de la zone 1

Les données gravimétriques et magnétiques ont été utilisées conjointement durant la modélisation :

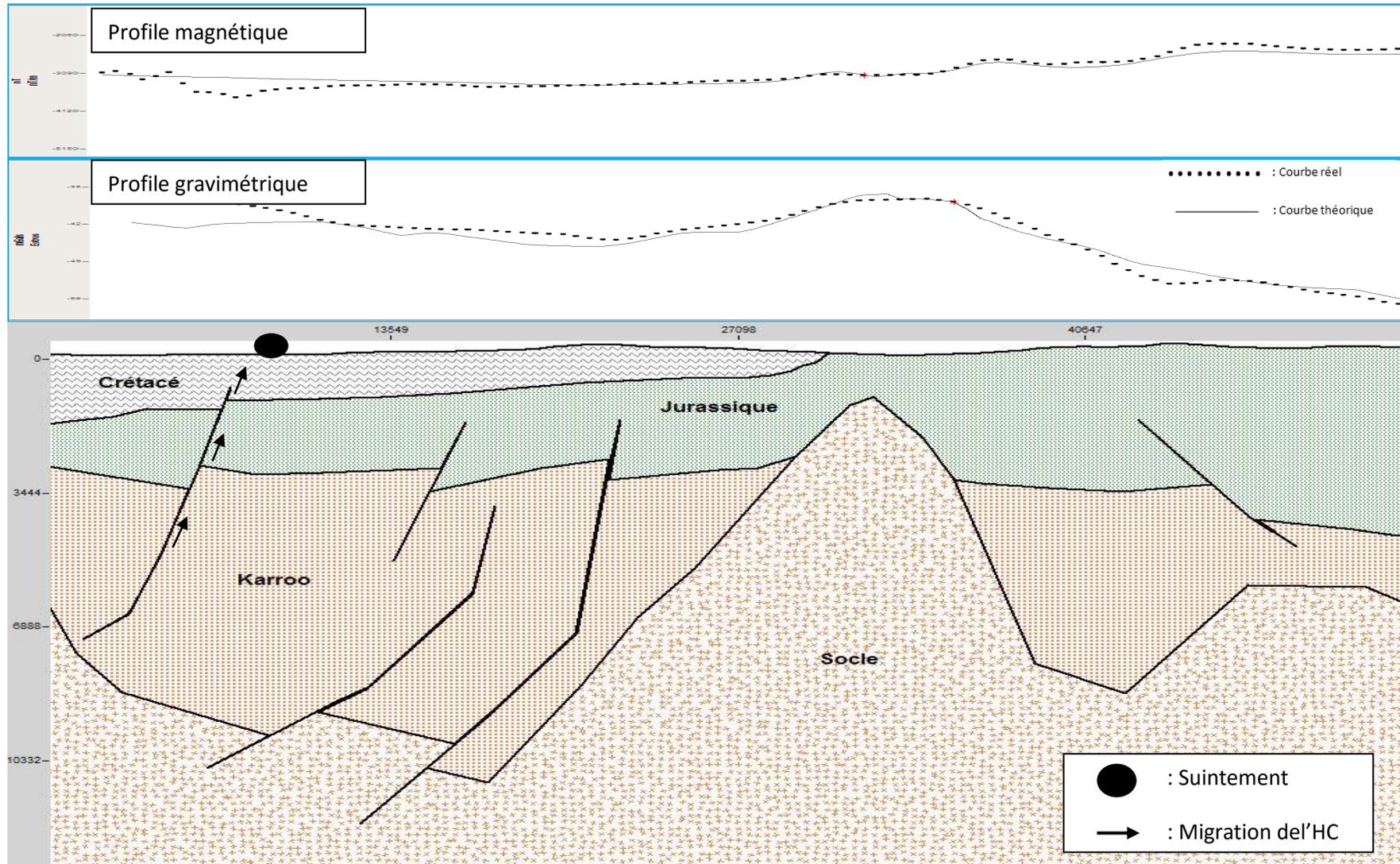


Figure 54: Modélisation du profil sismique AA'

La profondeur du socle est généralement estimée à partir des traitements des cartes gravimétriques et magnétiques. Pour les sédiments, les profondeurs de chaque couche ont été estimées à partir de la vitesse moyenne des sédiments par la formule :

$$P = \frac{v * t}{2}$$

P : profondeur [m]

v : vitesse moyenne des sédiments [m/s]

t : temps [s]

- Le temps **t** se mesure sur le profil sismique. C'est un temps double, donc il faut le diviser par 2.
- La profondeur du socle varie généralement entre 800 m (intrusion) et 3000 m à l'Est ;
- La formation Karroo a une profondeur qui varie entre 1400 m et 2500 m à l'Ouest. Il est plus profond à l'Est jusqu'à 3000 m de profondeur.
- La formation jurassique se situe à une profondeur de 1200 m à l'ouest et elle affleure à l'Est ;
- La formation du tertiaire composée de l'Eocène et du pliocène affleure à la surface et présente une épaisseur jusqu' à 700 m.

Un indice d'hydrocarbure a été observé en surface. Le rapport de la compagnie SPM (Société des Pétroles de Madagascar) affirme que l'indice trouvé était du bitume. L'hydrocarbure était en stade de maturité, il a migré en surface et a été exposé. Oxydé et détruit par les bactéries, ce pétrole s'est transformé en bitume.

La maturité des hydrocarbures dépend énormément de la température et de la pression sur lesquelles elle a été soumise. La roche mère doit se trouver donc à la profondeur idéale. D'après les études menées par le département de géologie de l'université de Laval, une roche mère doit se situer au moins en dessous de 1000 m de profondeur environ pour que le kérogène de la roche mère se transforme en hydrocarbures. La formation Karroo est donc l'idéal pour jouer le rôle de roche mère.

Malgré la présence possible de roche imperméable dans le jurassique, l'hydrocarbure a pu migrer en surface probablement à travers les failles.

A part la sismique réflexion, il est aussi possible de voir la structure géométrique du sous-sol à partir de la modélisation en utilisant les données gravimétriques et magnétiques.

### III.2.5.2 Modélisation structurale de la Zone 2

Comme précédemment, les données gravimétriques et magnétiques ont été employées simultanément :

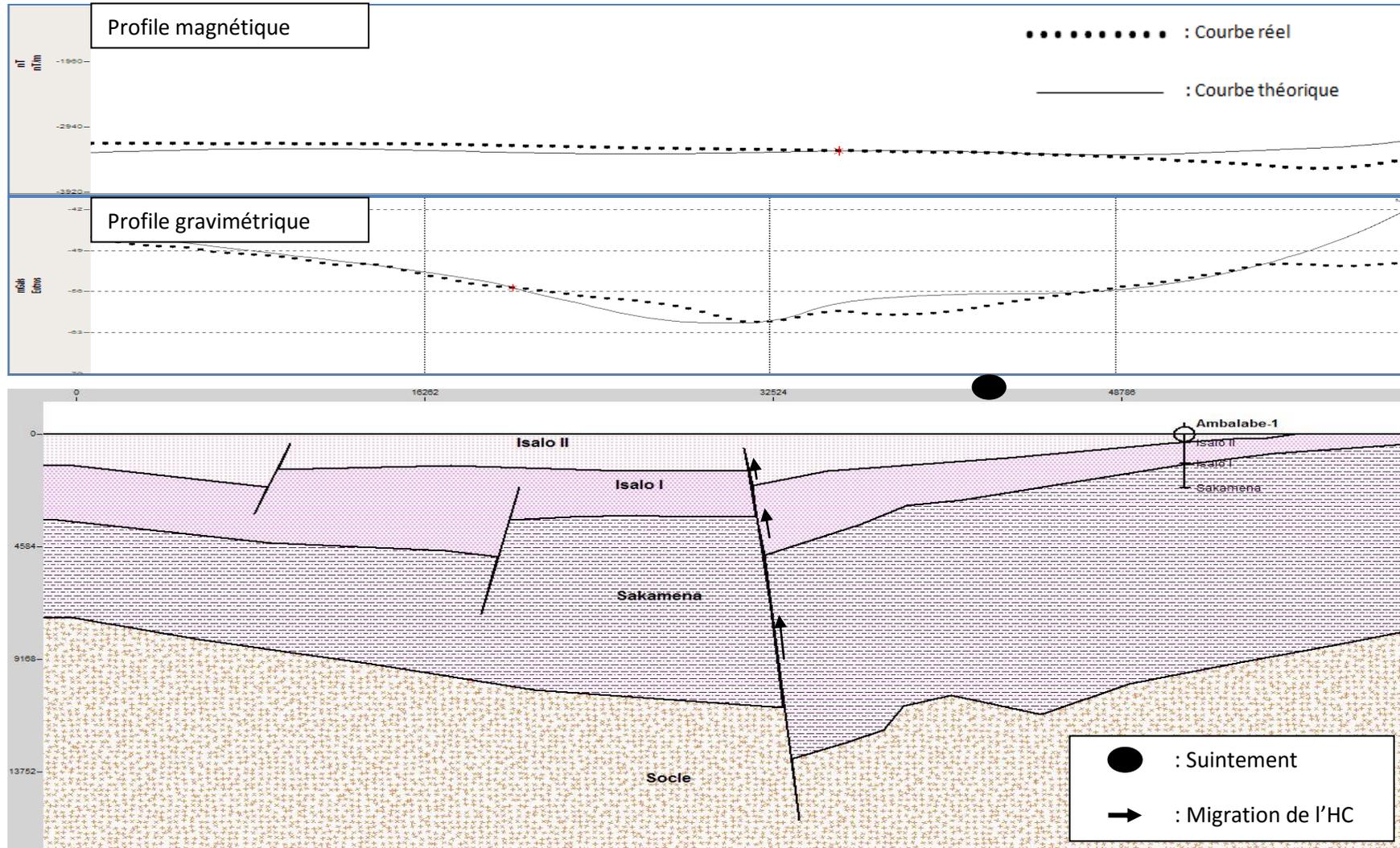


Figure 55: Modélisation du profil sismique BB'

Un forage d'exploration a été mené par SPM (Société des Pétroles de Madagascar) sur cette zone. L'implantation a été faite près d'Ambalabe, à 250 km au nord-est de Tuléar. Le forage a traversé plusieurs formations géologiques telles que : Isalo II, Isalo I, Sakamena supérieur et le Sakamena inférieur.

Le but de ce forage était de savoir la potentialité de la structure d'Ambalabe. Compte-tenu des renseignements sur le sondage, la coupe stratigraphique d'AB-1 est établie comme suit :

*Tableau 7: Stratigraphie d'Ambalabe-1*

Profondeur (m)	Formation
0-348	Isalo II
348-1205	Isalo I
1205-2180	Sakamena

Ces résultats donnent une meilleure estimation de la profondeur et de l'épaisseur des couches sur cette zone.

- Le forage n'a pas pu atteindre le socle, mais l'utilisation de la déconvolution d'Euler ressource le problème et on a trouvé que la profondeur du socle est estimée à 6700 m à l'ouest, devient plus profond et atteint 8000 m à l'ouest et finalement remonte jusqu'à 5000 m à l'est ;
- La formation du sakamena est très épaisse, son toit est à 1205 m à l'Est d'après le forage, et de 1800 m à l'ouest selon la modélisation ;
- Le toit de l'Isalo I a une profondeur de 800 m à l'ouest, de 348 m plus à l'Est d'après le forage et il affleure en grande partie dans la partie Est de la zone ;
- L'Isalo II affleure en surface et a en général une épaisseur de 350 m environ. A l'Est, cette épaisseur reste plus ou moins constante vers l'Ouest.

A part les profondeurs des différentes formations traversées, leur nature lithologique a été aussi recueillie :

*Tableau 8: Lithologie Ambalabe-1*

Formation	lithologie
Isalo II (0-156 m)	Grès
Isalo II (156-348 m)	Argile
Isalo I	Grès, argile
Sakamena	Schiste argileux et grès

L' Isalo I révèle sur les carottes recueillies la présence de bitume noir très pâteux à 621 m. Plusieurs Indices d'huile ont été aussi observés dans le Sakamena à 1220, 1400, et à 1570 m.

A partir des différentes informations mentionnées précédemment, la Sakamena joue le rôle de roche mère, mais des tests de sa teneur en carbone vérifieront cette hypothèse. L'Isalo II joue le rôle de couverture vu qu'il est constitué en partie par de l'argile. Finalement l'Isalo I est la roche réservoir du fait qu'il soit constitué généralement de grès.

Un indice d'hydrocarbure a été recueilli à la surface, à l'Est du point de forage. La migration peut être expliquée par un suintement à travers les failles, par un suintement à travers les contacts socle - sédiments ou par le manque d'étanchéité des roches couvertures.

## CONCLUSION

Cette étude a permis d'analyser et d'expliquer la présence d'indices d'hydrocarbures à la surface du sol, et en plus, d'avoir une vision et une évaluation globales dans la partie Sud et centrale du bassin de Morondava. Plusieurs méthodes, donc plusieurs données géophysiques et géologiques ont été combinées pour une interprétation structurale plus probable. L'étude géologique donne une idée des différentes formations géologiques et les données géophysiques permettent une modélisation à 2D, pour savoir les structures générales du sous-sol. Les données recueillies issues de chaque méthode ont été interprétées conjointement. Les données magnétiques et gravimétriques amènent plus précisément à la structure du socle, et avec les données sismiques, on a pu modéliser la structure du socle dans les deux zones d'étude.

D'après les études réalisées, on peut dire que les indices en surface augmentent la probabilité d'existence d'un piège à hydrocarbure d'une part, mais diminuent aussi cette probabilité d'autre part,, car faute de piège ce dernier arrive à migrer en surface à partir des failles ou tout simplement qu'il n'y a pas de couverture sédimentaire étanche. Il est certain que des études plus poussées partageront ces deux hypothèses.

Les bassins sédimentaires malagasy restent encore sous-explorés, car les données existantes comme les données sismiques s'avèrent encore insuffisantes. Les 73 puits sont peu nombreux vu l'étendue des bassins. En outre, la compagnie pétrolière MOS (Madagascar Oil S.A) entamait la phase de développement depuis 2015 sur le bloc de Tsimiroro. Il est sûr que l'optimisation des données existantes et la réalisation d'autres activités d'exploration, plus particulièrement les prospections sismiques et les forages sont nécessaires pour que la grande île hisse un jour dans les rangs des grands exportateurs de pétrole.

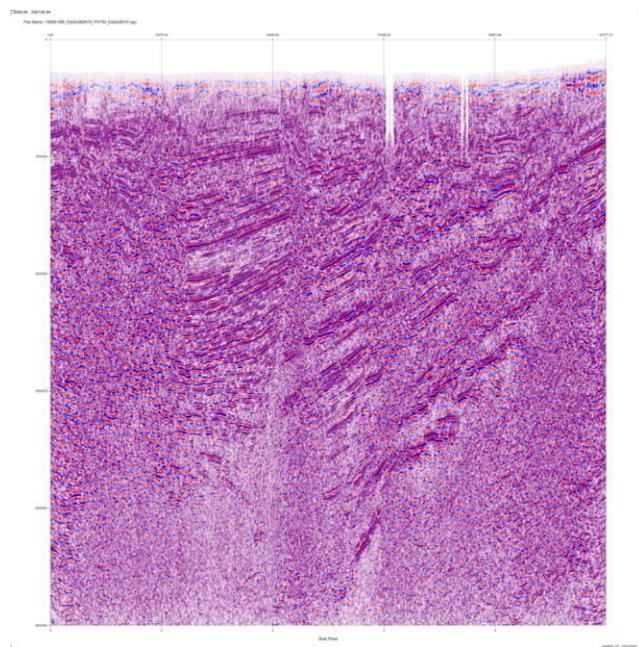
## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1]: ALCONSULT INTERNATIONAL-The hydrocarbon potential of Madagascar, Archive OMNIS, 164p
- [2] ANDRIHARIZAFY R., 2011. Reconnaissance structurale par les méthodes gravimétrique et magnétiques de l'Ouest et du Nord- Ouest de Madagascar, Contribution à l'étude de potentialité en ressources pétrolières.
- [3] ABBASI M., 2006. Etude du traitement de données gravimétriques acquises lors de levés aériens, Géodésie U.F.R. Sciences et Vie de la Terre, UNIVERSITÉ TOULOUSE II
- [4] BESAIRIE Henry, 1971. « Géologie de Madagascar – Les terrains Sédimentaires », Tananarive, Annales géologique de Madagascar, fascicule n°35.
- [5] : BECIP, Petroleum potentiel of Madagascar 1988 volume 2, figures, tables, and appendix ,142p.
- [6] CHOUTEAU Michel, 2002. Cours de « Géophysique Appliquée I - Magnétisme », Montréal, Ecole Polytechnique de Montréal
- [7] CHOUTEAU Michel, 2002. Cours de « Géophysique Appliquée I - Gravimétrie », Montréal, Ecole Polytechnique de Montréal.
- [8] EDGARD S. et al., 2004 Interprétation des données magnétiques
- [9] Dr Andrew, Sequence stratigraphique, Université de Taiwan
- [10] Fascicule de Département de Chimie Appliquée à la faculté des Sciences Appliquées à l'Université de Liège. Formation de Pétrole
- [11] PJ EXPLORATION LTD. Geological evolution and hydrocabon plays of Madagascar, Archive OMNIS.
- [ ]Quebec, Technique et méthodologie des leves sismique
- [12] GEIDER Markus, 2004 «Sedimentary and stratal patterns in Jurassic successions of western Madagascar », Brême, thèse de Doctorat, Université de Brême.
- [13]: Henri BESAIRIE avec la collaboration de Maurice COLLIGNON- GEOLOGIE DE MADAGASCAR, tome1, les terrains sédimentaires, Tananarive imprimerie National 1971. Appendix M. bassin modelling data Madagascar.
- [14] Microsoft Encarta 2009
- [15] RAHARIMANANIRINA Clodette, 2011. « Le plateau continental de l'extrême sud de Madagascar – études tectonique et géophysique » Thèse de Doctorat, Antananarivo, Ecole Supérieure Polytechnique.

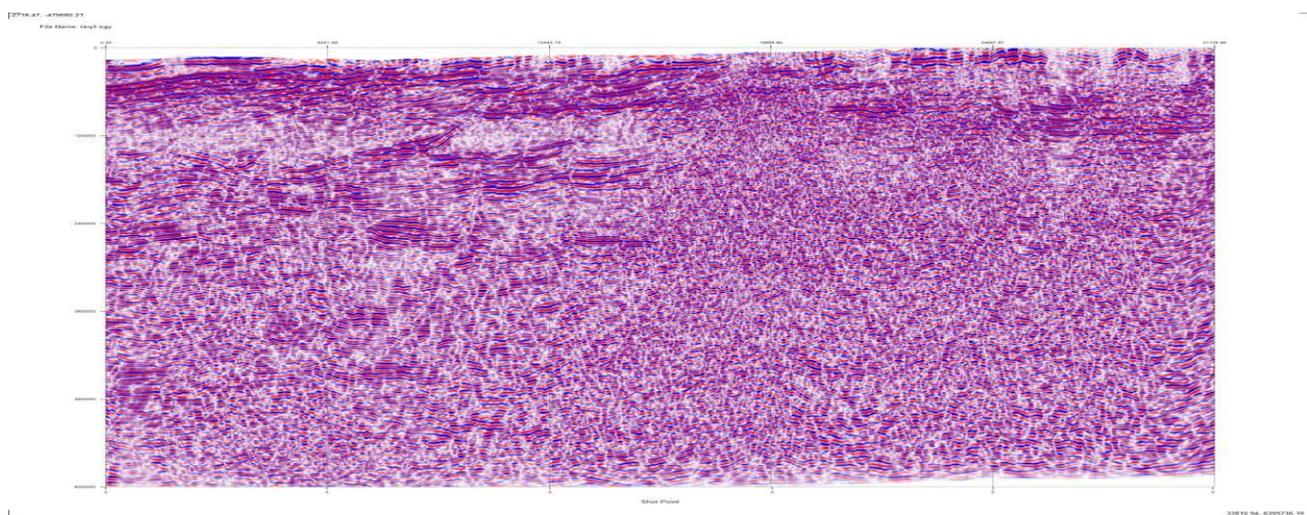
- [16] RAKOTONDRAOMPIANA S. A., 2005. La géodynamique centrale de Madagascar. Thèse de doctorat d'Etat, IOGA, Antananarivo, Université d'Antananarivo.
- [17] RECHENMANN J., 1982. Gravimétrie de Madagascar, Interprétation et relations avec la géologie, IRD
- [18] ROBERDSON (1995) Madagascar Petroleum geology and Exploration Potential , Archive OMNIS, Volum 1,207p
- [19] RATSIMBAZAFY J. B. A., 1995: La géophysique Appliquée à l'exploration des fiabes et moyennes profondeurs à Madagascar, thèse de doctorat.
- [20] Ida Ohman et al. Seismic 2D reflector Processing and Interpretation of shallow refraction data, Decembre 2006.
- 
- [44] [www.geosoft.com](http://www.geosoft.com), mars 2016
- [45] [www.planete-energie.com](http://www.planete-energie.com), avril 2016
- [46] [www.amazon.fr/Magnetisme.geologie.prospection.magnetiq.sol](http://www.amazon.fr/Magnetisme.geologie.prospection.magnetiq.sol), Avril 2016
- [47] [www.omnis-madagascar.mg](http://www.omnis-madagascar.mg), mars 2016
- [48] [www.ndgc.noaa.gov](http://www.ndgc.noaa.gov), mars 2016

## ANNEXES

### *Annexe 1: Sections sismique AA'*



### *Annexe 2: Section sismique BB'*



*Annexe 3 : Densités et susceptibilités des formations de la zone 1*

<b>Name</b>	<b>Dens. (gm/cc)</b>	<b>Susc. (cgs)</b>
<b>Eocène</b>	<b>2.670</b>	<b>0.000</b>
<b>crétacé</b>	<b>2.670</b>	<b>0.000</b>
<b>jurassique</b>	<b>2.670</b>	<b>0.000</b>
<b>Karoo</b>	<b>2.670</b>	<b>0.000</b>
<b>socle</b>	<b>2.800</b>	<b>0.009</b>

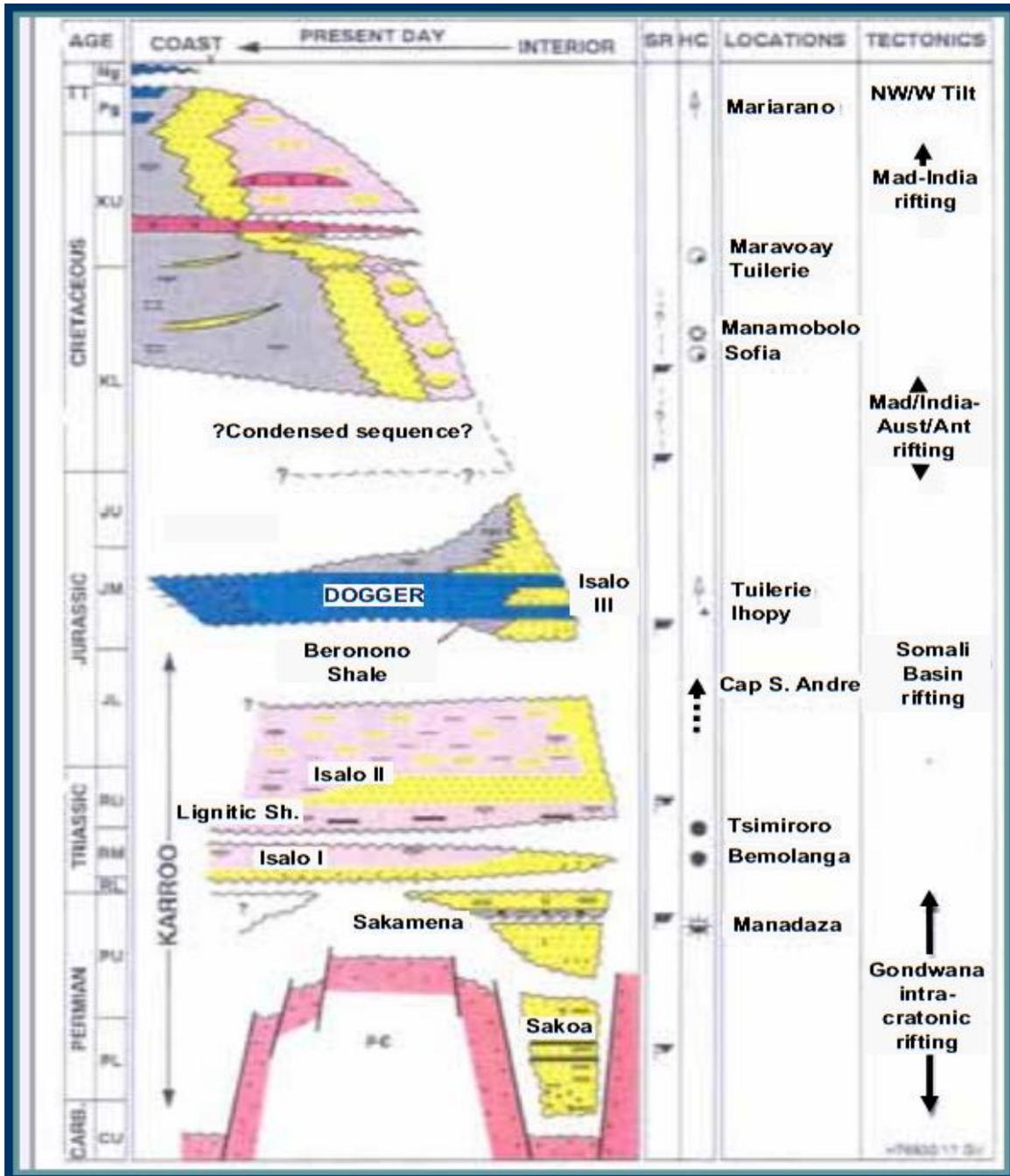
*Annexe 4: Densités et susceptibilités des formations de la zone 2*

<b>Name</b>	<b>Dens. (gm/cc)</b>	<b>Susc. (cgs)</b>
<b>Isalo II</b>	<b>2.600</b>	<b>0.000</b>
<b>Isalo I</b>	<b>2.670</b>	<b>0.000</b>
<b>Sakamena</b>	<b>2.670</b>	<b>0.000</b>
<b>Socle</b>	<b>2.800</b>	<b>0.010</b>

*Annexe 5 : Gamme de vitesse*

roches	Gamme de vitesse (Km /s)
Sable sec	0.2-1
Sable saturé en eau	1.5-2
Argile	1.5-2.5
Grès	2-6
Calcaire	2-6
Dolomie	2.5-6.5
Sel	4.5-5
Gypse	2-3.5
Granite	5.5-6
Roche ultrabasique	7.5-8.5

Annexe 6: stratigraphie générale de Madagascar



Annexe 7: Echelle des temps géologique

## ECHELLE DES TEMPS GÉOLOGIQUES

ERE	PÉRIODE	EPOQUE	ETAGE	ÂGE EN MA							
TERTIAIRE	QUATERNAIRE	HOLOCÈNE		1,7							
		PLÉISTOCÈNE	CALABRIEN								
	NÉOGÈNE	PLIOCÈNE	PLAISANCIEN	ZANCLÉEN	5,3						
			MESSINIEN			TORTONIEN					
		MIOCÈNE	SERRAVALLIEN	LANGHIEN	BURDIGALIEN	AQUITANIEN	23,5				
			OLIGOCÈNE	CHATTIEN	RUPÉLIEN	34					
				EOCÈNE	PRIABONIEN			BARTONIEN	LUTÉTIEN	YPRÉSIEN	53
			PALÉOCÈNE		THANÉTIEN	MONTIEN		DANIEN	65		
		SECONDAIRE		CRÉTACÉ	SUPÉRIEUR	MAESTRICHTIEN	CAMPANIEN	SANTONIEN		CONIACIEN	TURONIEN
			INFÉRIEUR			ALBIEN	APTIEN	BARRÉMIEN	HAUTERIVIEN	VALANGINIEN	BERRIASIEN

ERE	PÉRIODE	EPOQUE	ETAGE	ÂGE EN MA					
SECONDAIRE	JURASSIQUE	MALM	TITHONIEN	KIMMÉRIDGIEN	OXFORDIEN	154			
			DOGGER	CALLOVIEN	BATHONIEN		BAJOCIEN	AALÉNIEN	180
				LIAS	TOARCIEN		PLIENSBACHIEN	SINÉMURIEN	
	TRIAS	SUPÉRIEUR	RHÉTIEN		NORIEN	CARNIEN	230		
			MOYEN	LADINIEN	ANISIEN	240			
			INFÉRIEUR	SCYTHIEN	245				
	PRIMAIRE	PERMIEN	SUPÉRIEUR	THURINGIEN		258			
			INFÉRIEUR	SAXONIEN	AUTUNIEN		295		
		CARBONIFÈRE	SILÉSIEN	STÉPHANIEN	WESTPHALIEN	NAMURIEN		325	
			DINANTIEN	VISÉEN	TOURNAISIEN	360			
DÉVONIEN				410					
SILURIEN	435								
ORDOVICIEN		500							
CAMBRIEN	540								
PRÉCAMBRIEN		ALGONKIEN	2500						
	ARCHÉEN	3800							

Annexe 8: profondeur obtenue à partir de la deconvolution d'Euler

✓ Solutions	X	Y	X Euler	Y Euler	Depth	Backgrnd
17089.0	151500.00	462500.00	150776.94	462157.59	1415.79	-3071.46
17090.0	152500.00	462500.00	151005.22	461849.78	1344.71	-3060.16
17091.0	153500.00	462500.00	151156.30	461406.22	1290.31	-3053.33
17092.0	154500.00	462500.00	151357.38	460708.53	1128.00	-3048.92
17093.0	155500.00	462500.00	151535.19	460328.97	1087.60	-3046.65
17094.0	159500.00	462500.00	156922.89	458558.59	997.47	-3037.28
17095.0	163500.00	462500.00	161772.38	457410.59	554.14	-3048.23
17096.0	164500.00	462500.00	162446.70	458489.19	895.80	-3049.67
17097.0	165500.00	462500.00	162982.81	460193.13	1344.61	-3051.15
17098.0	166500.00	462500.00	163750.91	461012.03	1663.63	-3054.46
17099.0	169500.00	462500.00	171884.20	463238.91	2514.52	-3056.59
17100.0	170500.00	462500.00	172916.33	462570.84	2626.65	-3056.19
17101.0	184500.00	462500.00	185927.83	461936.03	5068.56	-3080.58
17102.0	185500.00	462500.00	185303.19	461734.31	5012.13	-3085.94
17103.0	186500.00	462500.00	183997.75	461742.03	4694.42	-3093.89
17104.0	205500.00	462500.00	211028.31	471556.94	4264.50	-3088.23
17105.0	206500.00	462500.00	213926.30	469495.19	5237.21	-3089.87
17106.0	207500.00	462500.00	214515.95	468628.75	6341.80	-3090.84
17107.0	208500.00	462500.00	211862.78	468934.78	7584.41	-3091.44
17108.0	209500.00	462500.00	210587.48	470051.22	7606.05	-3090.34
17109.0	210500.00	462500.00	211285.63	469096.34	8480.53	-3091.82
17110.0	211500.00	462500.00	211481.95	468632.53	8711.43	-3094.30
17111.0	212500.00	462500.00	209549.39	469115.53	8599.03	-3097.13
17112.0	213500.00	462500.00	207440.19	469061.72	7907.03	-3104.69
17113.0	214500.00	462500.00	208846.59	469681.81	7591.24	-3103.05
17114.0	215500.00	462500.00	207244.72	470231.44	7210.43	-3105.28
17115.0	226500.00	462500.00	234307.08	454583.66	7449.45	-3163.39
17116.0	267500.00	462500.00	275362.03	468115.16	5151.56	-3220.34

## TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS .....	ii
LISTE DES ACRONYMES ET DES ABREVIATIONS .....	iii
LISTE DES TABLEAUX .....	vi
LISTE DES ANNEXES .....	vii
PARTIE I : GENERALITES.....	2
I.1 GENERALITES SUR LE PETROLE.....	2
I.2 HISTOIRE TECTONIQUE DE MADAGASCAR .....	9
I.2.1 La phase Karroo rifting (rifting avorté).....	10
I.3 GEOLOGIE GENERALE DE MADAGASCAR.....	11
I.3.1 Les formations volcaniques.....	11
I.3.2 Couverture sédimentaire de Madagascar .....	12
I.3.3 Post-Karoo formation.....	13
I.4 CONTEXT GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE .....	14
I.4.1 Stratigraphie du bassin de Morondava .....	14
I.4.2 Limite des zones d'études .....	15
I.4.3 Contexte géologique des zones d'études.....	17
PARTIE II: SUPPORTS ET BASES METHODOLOGIQUES .....	22
II-1: LA PROSPECTION GRAVIMETRIQUE .....	22
II.1.1 Base théorique.....	22
II.1.2 Les mesures.....	25
II.2 LA PROSPECTION MAGNETIQUE.....	29
II.2.1 Bases théoriques .....	30
II.2.2 Acquisition des données .....	34
II.2.3 Données de levé magnétique .....	34
II.2.3 Interprétations .....	34
II.3 LA SISMIQUE REFLEXION .....	35
II.3.1 Propagation des ondes élastiques.....	35

II.3.2 Principe d'acquisition .....	36
II.3.2 Interprétation sismique.....	41
PARTIE III : TRAITEMENT AMELIORE ET INTERPRETATIONS DES DONNEES.....	46
III.1 ETUDES ANTERIEURS .....	46
III.2 INTERPRETATIONS DES DONNEES ET RESULTATS .....	50
III.2.1 les logiciels de traitement de données .....	50
III.2.2 Interprétation gravimétrique et magnétique e la Zone 1.....	51
III.2.3 Interprétation gravimétrique et magnétique e la Zone 2.....	58
III.2.4 Interprétation sismique .....	61
III.2.5 Modélisations 2D.....	65
CONCLUSION .....	71
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	72

