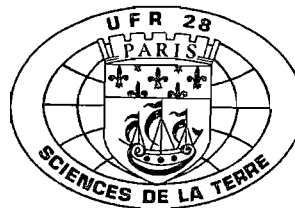


ACADÉMIE DE PARIS
UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Mémoires des Sciences de la Terre

**ORIGINE ET CARACTERISATION DE LA SALINITE
DES EAUX DANS LES AQUIFERES DE SOCLE :
CAS DE LA REGION DE L'ANDROY
(SUD DE MADAGASCAR)**



THESE DE DOCTORAT de L' UNIVERSITE PARIS VI

Spécialité :

SCIENCES DE LA TERRE

Par : **VERO RABEMANANA**

N° : 2002-04

Pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE PARIS VI

Sujet de la thèse :

ORIGINE ET CARACTERISATION DE LA SALINITE DES EAUX DANS LES AQUIFERES DE SOCLE : CAS DE LA REGION DE L'ANDROY (SUD DE MADAGASCAR)

Soutenue le 12 Avril 2002

Devant le jury composé de :

M. Pierre ANDRIEUX	Université Paris VI	Co-directeur
M. Jacques ANGELIER	Université Paris VI	Examineur
M. Ghislain de MARSILY	Université Paris VI	Co-directeur
M. Imre MÜLLER	Université de Neuchâtel	Rapporteur
M. Aurèle PARRIAUX	Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne	Examineur
M. Jean Bruno RATSIMBAZAFY	Université d'Antananarivo	Examineur
M. Yves TRAVI	Université d'Avignon	Rapporteur
M. Benoît DEFFONTAINES	Ecole Pratique des Hautes Etudes	Invité
M. Henri ROBAIN	Institut de Recherche pour le Développement	Invité
Melle Sophie VIOLETTE	Université Paris VI	Invitée

**Unité de Recherche GEOVAST
Insitut de Recherche pour le Développement (IRD)**

**Unité Mixte de Recherche SISYPHE
Université Pierre et Marie Curie**

*A la mémoire de mon père,
qui n'a pas pu voir la réalisation de ce travail.*

REMERCIEMENTS

Le travail exposé dans ce mémoire a vu le jour grâce au soutien de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), du Programme National pour la Recherche en Hydrologie de l'INSU (PNRH 99) et du programme CAMPUS de l'Institut et Observatoire Géophysique d'Antananarivo (IOGA).

Tout au long de sa réalisation, j'ai bénéficié de l'aide et des conseils de nombreuses personnes. Il m'est impossible de les citer toutes. Qu'elles se reconnaissent à travers mes pensées les plus sincères et acceptent mes excuses et mes remerciements.

Je remercie donc :

- mes codirecteurs de thèse MM. Pierre Andrieux et Ghislain de Marsily. Grâce à leur confiance et leurs conseils, j'ai pu suivre une voie qui m'a toujours intéressée : apprendre et m'investir dans l'hydrogéologie. Et leur soutien indéfectible m'ont aidée à mener cette thèse à son terme ;

- les membres du jury : MM. Jacques Angelier, Imre Müller, Aurèle Parriaux, Jean Bruno Ratsimbazafy, Yves Travi pour avoir accepté de juger ce travail ;

- Yves Albouy et Henri Robain, pour leur accueil à l'IRD, leur disponibilité et leur soutien afin que je puisse travailler dans les meilleures conditions possibles. J'en profite pour remercier également tous les membres de l'UR GEOVAST à l'IRD Bondy pour leur contribution sous une forme ou une autre ;

- Sophie Violette dont les encouragements et les critiques ont toujours donné un coup de pouce dans l'avancement de ce travail ;

- Benoît Deffontaines pour sa précieuse collaboration sur l'analyse structurale et le suivi tout au long de ce travail ;

- Jean Luc Michelot qui a toujours eu du temps à m'accorder pour discuter des résultats ;

- Jean Paul Deroin pour nos discussions et ses encouragements ;

- Bernard Moine qui m'a prodigué des connaissances sur l'aspect géologique du Sud de Madagascar ;

- Michael Bensimon pour les analyses des éléments en traces ;

- Louis Pastor pour l'aide qu'il n'a jamais manquée de m'apporter;
- Eddy Rasolomanana pour sa participation aux différentes campagnes de terrain et son aide pour les dédouanements des matériels à chaque descente sur le terrain ;
- Alexei Bobatchev pour sa collaboration et nos discussions ;
- Annick Legeley pour son aide précieuse lors de la numérisation de toutes mes cartes topographiques et géologiques ;
- Bernard Lortic, Eric Opigez et Yves Blanca pour leurs aides lors de mon apprentissage de Savane ;
- Juju, Pascal, Vassal, Jean Marie, Sandrine, Hugues, Michel, Martine, Thierry, Florence, Alice, Thérèse, Françoise et tous les doctorants du laboratoire à Jussieu pour leur sympathie et leur amitié ;
- tous les chercheurs et le personnel de l'IOGA pour la confiance qu'ils m'ont toujours accordée;
- toute la population des villages de la région d'Andalatanosy du Sud de Madagascar pour leur accueil toujours chaleureux et leur sourire malgré leur situation socio-économique très difficile ;
- ma famille pour son soutien inconditionnel et ses encouragements qui m'ont permis d'être là aujourd'hui.
- Enfin, tous ceux qui, de loin ou de près, m'ont apporté leur aide et n'ont pas tari sur les conseils à me prodiguer.

RESUME

Dans les régions arides ou semi-arides, l'origine de la salinité des eaux dans de nombreux aquifères du socle constitue un enjeu scientifique auquel cette thèse se propose de contribuer avec le cas des aquifères de socle de la région de l'Androy (Sud de Madagascar).

Une approche pluridisciplinaire intégrant la géologie structurale, la géophysique, l'hydrochimie et une analyse statistique multivariable appliquée au contexte morphologique et aux paramètres des forages, a été entreprise pour caractériser les processus et les facteurs qui contrôlent l'acquisition de la minéralisation des eaux.

La variabilité géographique de la conductivité électrique des eaux et de leurs faciès géochimiques reflètent la complexité de l'acquisition de la salinité des eaux.

L'hétérogénéité lithologique et le caractère discontinu des aquifères ne permettent pas une corrélation entre les formations géologiques, les paramètres hydrodynamiques des aquifères et la conductivité électrique des eaux.

Les isotopes du carbone 14 indiquent que ces eaux sont récentes, la minéralisation due à l'interaction eau-roche est acquise par l'hydrolyse des silicates sous la condition de milieu ouvert.

Les isotopes stables de l'eau mettent en évidence que l'évaporation a affecté les eaux mais elle n'est pas la seule cause de la salinité des eaux.

La géologie structurale, la géophysique et la géomorphologie indiquent que l'acquisition de la salinité des eaux est en relation avec le contexte morphologique, la géométrie des aquifères et la vitesse de circulation des eaux.

Dans la région de l'Androy, outre la minéralisation « naturelle » acquise par l'interaction eau-roche, l'essentiel de la salinité des eaux a pour origine la dissolution et le lessivage des sels dus à la forte évaporation et auxquels pourraient s'ajouter les aérosols et embruns marins ainsi que les apports anthropiques.

ABSTRACT

In arid or semi-arid regions, the origin of the water in many bedrock aquifers is a scientific problem to the solution of which this dissertation offers a contribution based on the case of bedrock aquifers in the Androy region of the Southern Madagascar.

A pluri-disciplinary approach was used involving structural geology, geophysics, water chemistry and a multi-variable statistical analysis applied to the morphology of the sites and to the borehole parameters in order to describe the processes and the factors controlling the mineralization of the water.

The geographical variability of the electric conductivity of the water and its geochemical characteristics illustrates the complexity of the water salinization processes.

Lithological heterogeneities and the discontinuous nature of the aquifers make it impossible to correlate the geological formations, the hydrodynamic parameters of the aquifers and the electric conductivity of the water.

Carbon 14 isotopes indicate that the water is recent and that its mineralization is due to the water-rock interaction through silicate hydrolysis in conditions of an open medium.

The stable isotopes in the water show that the water has been subject to evaporation but this is not the only cause of its salinity.

The structural-geology, geophysics and geomorphology investigations indicate that the water salinity is linked to the morphology of the sites, the aquifer geometry and the circulation velocity of the water.

In the Androy region, the causes of the mineralization of the water, apart from the “natural” ones of the water-rock interaction, are essentially: dissolution and leaching of salt by strong evaporation, to which might be added marine aerosols and spray as well as human contributions.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION ..	1
GENERALITES SUR LES AQUIFERES DE SOCLE.....	3
I- INTRODUCTION.....	3
II- MODELE CONCEPTUEL D’AQUIFERES DE SOCLE.....	3
III- CARACTERISATION DES AQUIFERES DE SOCLE	6
III-1 Télédétection.....	6
III-2 Investigation géophysique.....	6
III-3 Investigations hydrogéochimiques et isotopiques	10
III-4 Système d’Information Géographique	13
IV- PROBLEMATIQUE GENERALE DES AQUIFERES DE SOCLE	13
V- CONCLUSION	18
 PROBLEMATIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE DE LA REGION DE L’ANDROY - SUD DE MADAGASCAR.....	 20
I- PRESENTATION GENERALE DE LA REGION DE L’ANDROY	20
I-1 Situation géographique	20
I-2 Contexte géologique	20
I-3 Géomorphologie	28
I-4 Le climat.....	30
I-5 L’hydrographie.....	32
I-6 Végétation	33
I-7 Situation socio-économique.....	34
II- TRAVAUX ANTERIEURS ET ANALYSE DES DONNEES.....	35
II-1 Les travaux antérieurs.....	35
II-2 Analyses des données existantes sur les aquifères de socle.....	36
III- CONCLUSION	42
 CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D’ETUDE.....	 43
I- INTRODUCTION.....	43
II- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET MILIEU PHYSIQUE.....	43
III- GEOLOGIE.....	45
III-1 Lithologie et géologie structurale.....	45
III-2 Minéralisations	47
III-3 Altérations	49
IV- GEOMORPHOLOGIE.....	50
V- ANALYSES DES DONNEES EXISTANTES	50
V-1 Relation entre les paramètres hydrodynamiques des aquifères et les conductivités électriques des eaux	54
V-2 Relation entre les conductivités électriques des eaux et la géologie.....	55
VI- CONCLUSION	58

ETUDE DE LA FRACTURATION	59
I- LES DONNEES DISPONIBLES	59
II- METHODOLOGIE	59
II-1 Analyse morphostructurale	59
II-2 Analyse des images satellitaires et des photographies aériennes	61
III- RESULTATS	61
III-1 Carte des tracés de talwegs	61
III-2 Carte des anomalies du réseau hydrographique	62
III-3 Analyse des photographies aériennes	65
III-4 Analyse des images satellitaires	66
III-5 Carte synthétique et fonctionnement hydraulique des fractures	67
IV- RELATION ENTRE LA FRACTURATION - LES CONDUCTIVITES ELECTRIQUES DES EAUX	71
V- CONCLUSION	73

APPORTS DES METHODES GEOPHYSIQUES	75
I- INTRODUCTION	75
II- METHODOLOGIE	75
III- PRINCIPES DES DIFFERENTES METHODES	76
IV- DISPOSITIFS MIS EN ŒUVRE ET ACQUISITION DES DONNEES	80
V- PRESENTATION DES RESULTATS DE SONDAGES ELECTRIQUES ET TDEM	82
V-I Analyse des données	84
a- Sondages électriques	84
b- Sondages TDEM.....	85
V-2 Interprétation qualitative et quantitative.....	91
a- Sondages électriques	91
b- Interprétation des sondages TDEM	97
c- Interprétation combinée des sondages électriques et des sondages TDEM – Inversion simultanée.....	98
d- Synthèse	98
VI- PRESENTATION DES RESULTATS DE L' IMAGERIE ELECTRIQUE 2D.....	99
VI-1 Analyse qualitative	99
VI-2 Interprétation quantitative.....	102
VII- PRESENTATION DES RESULTATS DES SONDAGES RMP.....	114
VIII- CONCLUSION	118

ETUDE ISOTOPIQUE ET HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINNES	119
I- INTRODUCTION	119
II- ETUDES ISOTOPIQUES	120
II-1 Isotopes stables de l'eau.....	120
a- Généralités	120
b- Echantillonnage et analyse.....	121
c- Présentation des résultats	121
II-2 Isotopes du carbone	124
a- Généralités	124

b- Echantillonnage et analyses	125
c- Présentation des résultats.....	126
III- ETUDE HYDROCHIMIQUE	128
III-1 Echantillonnage et analyse.....	128
III-2 Présentation des résultats des analyses chimiques.....	129
a- Caractères physico-chimiques des eaux	132
b- Analyse des données	135
c- Classification des faciès chimiques des eaux	138
d- Approche thermodynamique	140
III-3 Origine des éléments dissous dans l'eau	142
IV- CLASSIFICATION DES FORAGES	158
V- CONCLUSION	160
 SYNTHESE ET PERSPECTIVE.....	162
I- SYNTHESE.....	163
II-PERSPECTIVES	170
 REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE	171
 ANNEXE 1: Interprétations sans contraintes des sondages électriques	183
ANNEXE 2: Interprétations des sondages électriques	
avec un modèle hydrogéologique <i>a priori</i>	188
ANNEXE 3: Interprétations contraintes par les coupes de forage	190
ANNEXE 4: Interprétation sans contraintes des sondages TDEM	193
ANNEXE 5 : Inversion simultanée des sondages électriques et TDEM	196
ANNEXE 6: Imagerie électrique 2D	199

LISTE DES FIGURES

<u>Figure I- 1</u> : Modèle conceptuel des différents systèmes aquifères en zone de socle	5
<u>Figure II- 1</u> : Contexte géologique de la région de l'Androy.....	21
<u>Figure II- 2</u> : Reconstitution de l'ancien continent Gondwana à la fin du Précambrien	22
<u>Figure II- 3</u> : Subdivision du socle Précambrien malgache	25
<u>Figure II- 4</u> : Subdivision du secteur Sud du Socle Précambrien Malgache.....	26
<u>Figure II- 5</u> : Les différentes unités du relief de la région de l'Androy.....	30
<u>Figure II- 6</u> : Carte des isohyètes interannuelles exprimées en mm an ⁻¹	31
<u>Figure II- 7</u> : Répartition des forages et des conductivités électriques des eaux	37
<u>Figure II- 8</u> : Analyse en composantes principales des données sur les forages.....	41
<u>Figure III - 1</u> : Situation géographique et milieu physique de la région d'Andalatanosy	44
<u>Figure III - 2</u> : Contexte géologique de la région d'Andalatanosy	46
<u>Figure III - 3</u> : Anciennes exploitations de gisements de phlogopite	48
<u>Figure III - 4</u> : Répartition des épaisseurs d'altération des forages	49
<u>Figure III - 5</u> : Valeurs des conductivités électriques des eaux au début de l'implantation des forages en 1994 et leurs variations au cours du temps	51
<u>Figure III - 6</u> : Relation entre les transmissivités, les débits et les conductivités des eaux ..	54
<u>Figure III - 7</u> : Classification des paramètres des forages et leurs contextes morphologiques.	57
<u>Figure IV - 1</u> : Tracé du réseau des talwegs.....	62
<u>Figure IV - 2</u> : Anomalies du réseau de drainage.....	63
<u>Figure IV - 3</u> : Anomalies du réseau de drainage d'origine structurale.....	64
<u>Figure IV - 4</u> : Carte des linéaments d'après l'analyse des photographies aériennes	65
<u>Figure IV - 5</u> : Carte des linéaments d'après l'analyse de l'image satellitaire	66
<u>Figure IV - 6</u> : Carte synthétique des discontinuités du socle.....	67
<u>Figure IV - 7</u> : Carte seismotectonique et les alignements des séismes	69
<u>Figure IV - 8</u> : Bloc diagramme des grands traits structuraux et les tenseurs de contraintes	70
<u>Figure IV - 9</u> : Comportement hydraulique des fracturations	71
<u>Figure IV - 10</u> : Directions de fracturation et conductivités électriques des eaux	72
<u>Figure IV - 11</u> : Relation entre débit et la conductivité électrique des eaux et conductivités électriques des eaux.....	73
<u>Figure V - 1</u> : Principe du sondage électrique, dispositif Schlumberger	77
<u>Figure V - 2</u> : Principe de l'acquisition d'une imagerie électrique	78
<u>Figure V - 3</u> : Principe du sondage en TDEM.....	79
<u>Figure V - 4</u> : Dispositif de mesure de sondage en RMP	80
<u>Figure V - 5</u> : Dispositifs utilisés en imagerie électrique.....	81

Figure V - 6: Répartition des mesures géophysique.....	83
Figure V - 7: Typologie des courbes de sondages électriques.....	85
FigureV- 8: Exemple de données de terrain affectées par un effet de polarisation provoquée.....	87
Figure V - 9: Exemple de courbe de résistivité apparente distordue par un effet de polarisation provoquée.....	88
Figure V - 10: Exemple de données de terrain affectées par un effet de superparamagnétisme	89
Figure V - 11: Typologie des courbe de sondages TDEM dans la zone étudiée	90
Figure V - 12: Relation entre ρ_a ($AB/2 = 30m$) et la résistivité des fluides.....	92
Figure V - 13: Relation empirique entre la conductivité électrique de l'eau et les résistivités interprétées.	97
Figure V - 14: Réponse en imagerie électrique 2D d'un modèle conceptuel d'un aquifère de socle.....	101
Figure V - 15: Image des résistivités électriques du sous sol à Andalakaolo (MD3).....	104
Figure V - 16: Image des résistivités électriques du sous sol à Andalipito (MD100).....	105
Figure V - 17: Image des résistivités électriques du sous sol à Lahimanara (MD4).....	107
Figure V - 18: Images des résistivités électriques du sous sol à Ikoroma (MD22).....	109
Figure V - 19: Images des résistivités électriques du sous sol à Modohoika haut (MD12).....	110
Figure V - 20: Images des résistivités électriques du sous sol à Vohitsanomby (MD24).....	112
Figure V - 21: Images des résistivités électriques du sous-sol à Dasotsy (MD21).....	114
Figure V - 22: Teneurs en eau déduites des sondages RMP	117
Figure VI - 1: Relation entre ^{18}O et 2H dans les eaux souterraines et les pluies	123
Figure VI - 2: Variation de la teneur en oxygène 18 en fonction de l'altitude	124
Figure VI - 3 : Répartition des points de prélèvements d'eau.....	129
Figure VI - 4: Relation entre la conductivité électrique et la minéralisation des eaux....	133
Figure VI - 5 : Exemple de variation saisonnière de la conductivité des eaux	135
Figure VI - 6: Représentation des variables dans les plans factoriels	136
Figure VI - 7 : Discrimination des échantillons suivant les différents apports.....	138
Figure VI - 8 : Diagramme de Piper	139
Figure VI - 9 : Distribution spatiale de la teneur en nitrate	143
Figure VI - 10: Variation de la teneur en nitrate avec la teneur en chlorure et sulfate....	144
Figure VI -11 : Répartition spatiale des teneurs en chlorure, des filons et anciennes carrières de phlogopite.....	147
Figure VI - 12: Relation entre la teneur en chlorure et l'oxygène 18 des eaux	149
Figure VI - 13: Diagramme Na/Cl en fonction de Cl	151
Figure VI - 14: Diagramme Br/Cl en fonction de Cl.....	151
Figure VI - 15: Variation de la teneur en fluor avec le pH	154
Figure VI - 16: Relation entre la teneur en sodium et l'alcalinité dans les eaux.....	155
Figure VI - 17: Relation entre la teneur en vanadium et l'alcalinité dans les eaux	158
Figure VI - 18: Repartition spatiale des processus dominants dans la minéralisation	160
Figure VII- 1: Modèle conceptuel et les processus d'acquisition de la minéralisation ...	166

LISTE DES TABLEAUX

<u>Tableau I- 1</u> : Variation de la productivité suivant la direction structurale	14
<u>Tableau II- 1</u> : Bilan hydrologique observé sur les stations hydrologiques des fleuves Menarandra, Manambovo et Mandrare	33
<u>Tableau III- 1</u> : Fiche descriptive des forages étudiés	53
<u>Tableau III- 2</u> : Exemples de valeurs de transmissivité	53
<u>Tableau III- 3</u> : Bornes de chaque intervalle quantitatif pour le recodage des données	56
<u>Tableau IV- 1</u> : Répartition de la direction de la fracturation en fonction des conductivités électriques des eaux.	71
<u>Tableau V-1</u> : Classification des forages suivant la qualité et la disponibilité des eaux ...	102
<u>Tableau V- 2</u> : Caractéristiques des sondages RMP	115
<u>Tableau VI-1</u> : Résultats des analyses en isotopes stables de l'eau	122
<u>Tableau VI-2</u> : Activités en carbone 14 et teneurs en carbone 13	127
<u>Tableau VI-3</u> : Concentration des éléments en solution exprimée en $\mu\text{mole/L}$	130
<u>Tableau VI-4</u> : Résultats des analyses en éléments en traces en $\mu\text{mole/L}$	131
<u>Tableau VI-5</u> : Evolution des teneurs en ions dissous dans le forage à Vohitsanomby (MD24) en quatre jours après une nuit pluvieuse	134
<u>Tableau VI-6</u> : Indice de saturation de l'eau vis à vis d'un minéral	141
<u>Tableau VI-7</u> : Composition de l'eau de mer à 35‰ de salinité ($d = 1.023$)	157
<u>Tableau VII-1</u> : Test de prédiction sur la qualité des eaux	160

INTRODUCTION

La présence des eaux souterraines à salinité élevée dans des régions de socle rencontrée dans le cadre des recherches de stockage à long terme des déchets nucléaires ou dans le cadre des études de ressources en eau souterraine a suscité de nombreuses études s'intéressant à l'origine de cette salinité.

Différentes hypothèses sont issues de ces études. Elles ont été classées par Nordström *et al.* (1989) en deux types d'origine : interne lié à la roche elle-même (inclusion fluides, interaction eau-roche, hydrothermalisme, sels intergranulaires...) et externe (eau de mer, évaporite, saumure résiduelle...). Pourtant, l'origine des salinités des eaux en région de socle est toujours un problème d'actualité.

Ce travail se propose de contribuer à l'identification et caractérisation de la salinité des eaux en région de socle, en particulier la région de l'Androy. Située dans une zone semi-aride du Sud de Madagascar, la région de l'Androy souffre depuis longtemps de problèmes de ressources en eaux souterraines liés à la fois au débit faible et à la forte variabilité spatiale de la salinité des eaux souterraines.

Pour expliquer l'acquisition de cette salinité des eaux souterraines, une étude pluridisciplinaire intégrant la géologie structurale, la géophysique, la géochimie des eaux couplée au contexte morphologique a été réalisée dans le cadre de ce travail. Ces différentes approches constituent la structure de ce mémoire.

Du fait du caractère souvent fracturé des régions de socle, la géologie structurale a pour objectif une étude de la fracturation et de ses implications hydrauliques. Les investigations géophysiques permettront d'obtenir depuis la surface une détermination de la géométrie des systèmes aquifères. Les méthodes utilisées sont celles qui sont basées sur la mesure de la résistivité électrique, un paramètre physique du sous-sol lié à la présence

d'eau. Une caractérisation chimique de ces eaux sera déterminée grâce à la géochimie des eaux.

Enfin, une synthèse des différents résultats couplés au contexte morphologique nous permettra de proposer un modèle conceptuel des systèmes aquifères expliquant les processus et les facteurs qui gouvernent l'acquisition et la variabilité spatiale de la salinité des eaux souterraines dans cette région de socle.

GENERALITES SUR LES AQUIFERES DE SOCLE

I- INTRODUCTION

Les roches cristallines et métamorphiques sont des roches à très faible porosité matricielle. La présence d'un aquifère dans ces roches implique qu'elles soient altérées et fracturées. Le mécanisme d'altération est en relation avec plusieurs facteurs parmi lesquels la fracturation, le climat, la géomorphologie et la nature lithologique de la roche elle-même (Wright *et al.*, 1992). Si l'altération est absente, cela indique généralement un développement très réduit des fractures. Une altération importante pourra être associée à une fracturation sous-jacente importante et donc à une bonne disponibilité en eau.

Dans ce chapitre, nous proposons un état des connaissances sur les différentes approches actuelles face aux problématiques rencontrées sur les aquifères du socle.

II- MODELE CONCEPTUEL D'AQUIFERES DE SOCLE

Le modèle conceptuel d'aquifère de socle généralement admis est schématisé par la présence de deux types d'aquifères :

- un aquifère superficiel qui se situe dans les altérites, alimenté par la surface ;
- un aquifère profond localisé dans le socle fracturé.

Ces deux unités sont en connexion hydraulique et ne constituent en fait qu'un seul aquifère. Néanmoins, une différenciation s'impose au niveau de leurs fonctionnements. Le réservoir d'altérite qui est un milieu poreux présente une bonne porosité, mais une faible perméabilité. La réserve d'eau est nettement plus élevée dans ces formations superficielles poreuses (CIEH, 1978). De ce fait, l'aquifère superficiel jouant essentiellement un rôle capacitif sera drainé par l'aquifère profond du socle fracturé qui a une faible porosité et une bonne perméabilité (CIEH, 1978 ; Castany, 1982). Ce schéma de base constitue une référence pour la compréhension de l'hydrogéologie en socle cristallin .

Dans leurs travaux, Detay *et al.*(1989), Wyns *et al.* (1999), Taylor *et* Howard (2000), ont proposé un modèle conceptuel plus général de l'aquifère de socle. Ce modèle comprend de bas en haut, trois niveaux aquifères définis ci-dessous :

- un socle sain affecté par des fractures d'origine tectonique. Ce réservoir est caractérisé par une forte perméabilité et une faible capacité d'emmagasinement.

- sur ce substratum se superpose un horizon fissuré, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Il est caractérisé par une très forte fissuration et des fracturations horizontales. Selon Acworth (1987), Davis et Turck (1964) et Wright *et al.* (1992), ces fracturations horizontales sont dues à une décompression. Wyns *et al.* (1999) expliquent la genèse de ces fissurations par un éclatement de la roche sous l'effet des contraintes générées par l'hydratation des minéraux ferromagnésiens, en particulier les biotites, qui évoluent vers des minéraux argileux, avec augmentation de volume. Du fait de ce changement de phase minéralogique, se développent des microfissures autour des biotites en voie de gonflement. Elles sont de plus en plus nombreuses et de plus en plus ouvertes en montant dans le profil et finissent par devenir coalescentes ; ce même phénomène est responsable du feuilletage subhorizontal de la base des arènes granitiques.

- Au sommet de ces deux compartiments se développent les altérites, un horizon altéré du substratum . Sa lithologie dépend de la nature de la roche mère. Elle est du type argileux sur les schistes alumineux et constituée d'arènes sur les granites. On peut généralement distinguer dans les altérites deux niveaux. Le niveau supérieur est caractérisé par une altérite correspondant à un stade d'altération plus évolué où la texture de la roche mère n'est pas préservée et où on a une réduction de volume par rapport à la roche mère ; il s'agit de l'allotérite, de quelques mètres à une dizaine de mètres d'épaisseur. Dans le niveau inférieur , de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, se développe l'isaltérite qui est une altérite isovolumique, où la texture de la roche initiale est préservée. A sa base se rencontrent fréquemment des boules granitiques résiduelles, de diamètre souvent plurimétrique. Ces boules affleurent sur les versants, plus ou moins remaniées par gravité lorsque les arènes ont été évacuées par érosion.

Quoi qu'il en soit, à cause de leur nature à dominance argileuse, les altérites ont une faible perméabilité mais possèdent une grande capacité d'emmagasinement des eaux d'infiltration.

La présence des fractures verticales et des fissures (joints) dans le milieu fissuré lui permet de jouer un rôle majeur pour la continuité hydraulique entre les altérites et le substratum fracturé.

En effet, on a toujours les deux fonctions : capacitive pour les altérites et essentiellement conductrice pour le milieu fissuré et le socle sain en milieu cristallin.

A partir de ce modèle conceptuel général d'aquifère de socle sont présentés sur la figure I-1 suivante différents systèmes aquifères en zone de socle .

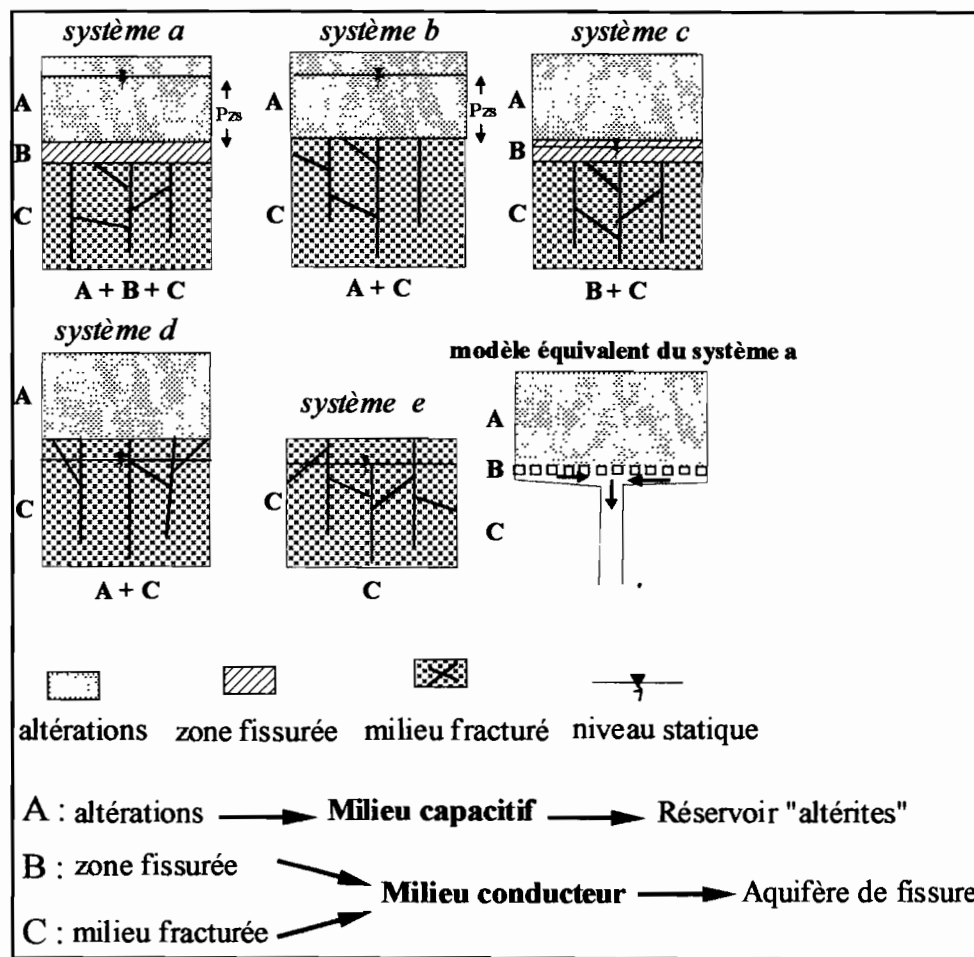


Figure I- 1 : Modèle conceptuel des différents systèmes aquifères en zone de socle
(d'après Detay *et al.*, 1989)

Système a : représente un système aquifère multicouche composé des altérites, de la zone de fissure et de la zone de fracture. Le niveau statique est peu profond et se trouve dans les altérites.

Systèmes b, c, d : forment un système aquifère bicouche où les niveaux statiques sont profonds pour les systèmes c et d.

Système e : représente un aquifère monocouche, exemple d'une zone décapée.

III- CARACTERISATION DES AQUIFERES DE SOCLE

Au cours des dernières années, des approches pluridisciplinaires ont été adoptées pour mieux caractériser les aquifères du socle, en particulier en zones arides et semi-arides où les problèmes d’approvisionnement en eau se posent avec acuité.

III-1 Télédétection

Des exemples d’études hydrogéologiques parmi tant d’autres réalisées en Afrique : au Burkina Faso (Savadogo, 1984) ; au Mali (Traoré, 1985) ; au Nigéria (Onguba, 1990) ; en Côte d’Ivoire (Savane, 1997) et au Botswana (Magowe *et al.*, 1999) ont confirmé la nécessité d’utiliser la photographie aérienne ou les images satellitaires pour cartographier les fractures d’origine tectonique. Le manque de relief sur les images pourrait limiter la cohérence entre l’interprétation des images et la vérité terrain. Cette analyse structurale est généralement suivie de la mise en œuvre des méthodes géophysiques adaptées à l’hydrogéologie des aquifères du socle.

III-2 Investigation géophysique

Les objectifs de l’utilisation de ces méthodes géophysiques sont une confirmation et une localisation des linéaments révélés sur les photographies aériennes ou sur les images satellitaires. Dans le cas où ces dernières n’ont pas permis une nette localisation, les investigations géophysiques sont destinées à mettre en évidence des accidents tectoniques d’intérêt hydrologique potentiel. De ce fait, on préconise les méthodes géophysiques dans le domaine de recherche d’eau dans les socles cristallins selon deux scénarios : soit idéalement en phase de reconnaissance avant l’implantation des forages pour diminuer les taux d’échec par le biais d’une meilleure connaissance du terrain, soit après une première campagne d’implantation de forages qui permet un étalonnage, afin de mieux préparer les campagnes suivantes. Des cas d’études cités dans la littérature, dont nous décrivons ci-après les résultats, ont montré que plusieurs méthodes géophysiques peuvent être mises en œuvre pour la recherche d’eau en milieu de socle cristallin.

D'une manière générale, elles mettent en évidence les variations spatiales des propriétés physiques des formations géologiques ; ce sont en particulier les variations qui sont en relation étroite avec l'hydrogéologie qui nous intéressent : fracturation, altération, teneur en argile, porosité, présence et minéralisation des fluides. Les méthodes et techniques mises en œuvre sont différentes selon le type des aquifères étudiés en référence aux modèles présentés ci-dessus (*cf.* figure I-1). Les méthodes dites de sondage sont réservées à l'étude des structures subtabulaires (alluvions, recouvrement quaternaire, zone altérée) , elles sont destinées à déterminer l'épaisseur de chacune des couches. Les méthodes de profilage ou de cartographie au contraire sont destinées à l'étude des structures non tabulaires : structures 2D ou 3D. Elles permettent de détecter et de localiser les zones anomaliques ; dans quelques cas rares seulement permettent-elles de définir avec une certaine précision la géométrie de ces zones anomaliques.

Chacune de ces méthodes de prospection géophysique présente des avantages et des limitations :

- la sismique réfraction est sensible aux contrastes des vitesses de propagation des ondes sismiques, liées aux propriétés mécaniques et élastiques du sous-sol. D'une manière classique, c'est une méthode de sondage qui permet de définir les épaisseurs de couches subtabulaires à la condition que les vitesses des couches successives croissent avec la profondeur. Mais c'est également une méthode de profilage et de cartographie qui permet de détecter des anomalies latérales de vitesse d'une couche particulière qui peuvent être liées par exemple à une zone de contact, à un accident tectonique ou à la fracturation. Cette méthode est bien adaptée à l'étude de zones de socle puisque celui-ci même, lorsqu'il est fracturé, présente des vitesses supérieures à celles du recouvrement et de la zone altérée, mais elle est coûteuse et il est nécessaire de disposer d'une source d'énergie puissante, des explosifs par exemple (Meyer de Stadelhofen, 1991 ; Olayianka , 1999). De plus, l'utilisation d'un explosif est soumise à diverses autorisations et ne peut être confiée qu'à un spécialiste.

- La gravimétrie est sensible aux variations de la densité du sous-sol en éliminant celles dues à des causes non liées au problème géologique étudié.

Elle est bien entendu inutilisable pour l'étude des structures subtabulaires ; c'est typiquement une méthode de profilage et de cartographie. Bien que rarement utilisée en recherche d'eau, on peut envisager l'emploi de la méthode gravimétrique pour détecter des fractures ou des zones profondément altérées, donc de densité plus faible que le socle sain.

Une hypothèse de travail basée sur une structure en forme de graben a été validée à l'aide d'une investigation géophysique par la méthode gravimétrique pour répondre à un problème de ressource en eau dans la vallée de Cave Creek Carefree dans le Nord-Est de Phoenix en Arizona. De cette étude, Van Nostrand (1976) a proposé une délimitation du réservoir ainsi qu'une estimation des réserves en eau.

La méthode gravimétrique a aussi ses inconvénients. Les mesures en gravimétrie nécessitent de longues étapes de correction avant d'être interprétables et exigent une connaissance topographique très précise du site à étudier ; c'est pourquoi l'acquisition des mesures gravimétriques est nécessairement accompagnée de relevés altimétriques de précision.

- Le magnétisme est sensible aux variations de la susceptibilité magnétique des roches. C'est également typiquement une méthode de profilage et de cartographie. Il est utilisé d'une façon qualitative pour détecter les fractures injectées de roches à susceptibilité magnétique élevée. Toute autre fracture non injectée risque de ne pas être détectée par cette méthode. Son utilisation est généralement associée à d'autres méthodes.

- Les méthodes électrique et électromagnétique basées sur la mesure de la résistivité du sous-sol (ou son inverse, la conductivité) sont les méthodes géophysiques les plus utilisées en hydrogéologie. En effet, de tous les paramètres physiques du sous-sol qui peuvent être mesurés par la géophysique, seule la résistivité est directement corrélée à la présence de l'eau dans la roche et à sa minéralisation (Keller *et* Frischknecht, 1966).

Ces deux méthodes sont utilisées pour les deux types d'investigation du sous-sol : sondage électrique ou électromagnétique, pour une exploration verticale du sous-sol, et profilage pour une investigation latérale. La combinaison de ces deux types d'investigation aboutira à une imagerie électrique du sous sol.

Par rapport à la méthode électrique, l'absence de contact avec le sol offre à la méthode électromagnétique une plus grande facilité et rapidité de mise en œuvre.

La méthode électromagnétique a une meilleure résolution des terrains conducteurs, mais elle définit assez mal les terrains résistants. L'utilisation de la méthode électromagnétique est très limitée en zone d'agglomération car les mesures sont très sensibles à la proximité des lignes électriques et des objets métalliques en surface ou enterrés.

Face aux avantages et aux limites de chacune d'elles, l'utilisation conjointe de ces deux méthodes se prête bien à la recherche d'eau souterraine en milieu de socle comme l'illustrent quelques exemples d'investigations géophysiques menées dans cette optique dans les années 80 (Besson *et* Jones, 1988, Hazell *et al.*, 1988). Des profils électromagnétiques ont été effectués en premier lieu pour localiser les fractures, des sondages électriques ont été ensuite exécutés pour déterminer les épaisseurs des altérites et on en a déduit ainsi une estimation de la profondeur du forage de captage à réaliser.

Ces méthodes géophysiques d'exploration se fondent toutes sur l'analyse des paramètres physiques du sous-sol qui ne sont pas nécessairement liés de façon unique aux paramètres hydrodynamiques ou hydrochimiques (teneur en eau, perméabilité, salinité...). Ainsi par exemple, d'après la loi empirique d'Archie (1942), la conductivité électrique (inverse de la résistivité électrique) des roches réservoirs est proportionnelle à la conductivité électrique du fluide et à une certaine puissance de la porosité. Elle dépend également de la composition minéralogique, en particulier de la teneur en argile.

La vitesse sismique est influencée par le degré de fracturation, lui même déterminant pour la perméabilité, ainsi que par la porosité matricielle, mais il existe également des roches imperméables de faible vitesse sismique.

Depuis les deux dernières décennies, une nouvelle méthode géophysique permettant la détection directe de l'eau et la détermination des caractéristiques hydrodynamiques (perméabilité et teneur en eau) a été mis au point. Il s'agit de la méthode de la Résonance Magnétique Protonique (RMP). Elle a fait l'objet de tests méthodologiques en Australie (Shirov *et al.*, 1991), en Israël (Goldman *et al.*, 1994) et en France (Legchenko *et al.* 1995).

-La RMP s'intéresse aux propriétés de résonance des protons de l'eau. La méthode consiste à exciter les noyaux des atomes d'hydrogène des molécules d'eau avec un champ

électromagnétique. Après coupure de ce champ d'excitation et retour à l'état d'équilibre initial, un champ magnétique de relaxation est créé par les protons et mesuré en surface, constituant ainsi la réponse RMP. La connaissance de l'amplitude de ce champ de relaxation et du temps de relaxation correspondant permettent de déterminer la teneur en eau ainsi qu'une estimation de la taille des pores (Beauce *et al.*, 1996).

Une variation significative du champ magnétique terrestre à l'échelle de la taille de l'antenne conductrice utilisée constitue une limite d'utilisation de cette méthode.

Les résultats de l'étude structurale et de l'investigation géophysique sont déterminants avant de faire un forage. Ces trois étapes permettront ainsi une première caractérisation quantitative des aquifères du socle.

III-3 Investigations hydrogéochimiques et isotopiques

Les objectifs des études géochimiques et isotopiques en milieu de socle se résument à la compréhension du cycle hydrogéochimique et de la circulation des eaux dans ce type de milieu. Les outils géochimiques permettent d'aborder l'aspect qualité des eaux. La diversité lithologique du socle influe beaucoup sur les compositions chimiques des eaux souterraines. Outre la lithologie, la chimie des eaux souterraines est aussi régie par son mode de circulation. Ainsi par exemple, le long d'une zone de circulation privilégiée où l'eau peut circuler rapidement, une faible conductivité des eaux a été constatée (Dadi *et al.*, 1997) parce qu'il y a eu peu d'échanges ioniques avec l'encaissant.

Des outils géochimiques tels que les traceurs géochimiques et isotopiques sont destinés à la détermination de l'origine de l'eau ainsi qu'à la caractérisation de son interaction avec l'encaissant et de son temps de séjour ou mode de transfert.

Une dégradation de la qualité des eaux est souvent en majeure partie liée à des contaminations anthropiques. La présence d'eau à salinité variable est aussi un phénomène plus que largement répandu dans de nombreuses régions de socles.

Il est indispensable de présenter une revue de toute une panoplie d'outils utilisés pour comprendre les problèmes de la salinisation des eaux et les mécanismes de leurs origines.

Traceurs isotopiques de l'origine des eaux

Les indications sur l'origine des eaux peuvent être obtenues à partir de leurs teneurs en isotopes stables (^2H et ^{18}O). La recharge ainsi que les conditions climatiques qui l'accompagnent sont souvent décrites à partir de ces deux traceurs. Les eaux souterraines résultant d'une recharge météorique, par exemple, se regroupent sur la droite générale des eaux météoriques dans le diagramme ^2H en fonction de ^{18}O avec des teneurs en isotopes ^2H et ^{18}O similaires à celles des eaux de pluie. Une évaporation des eaux se marque alors par exemple par une déviation par rapport à la droite générale des eaux météoriques.

Traceurs de l'origine de la salinité des eaux

Les cations alcalins et alcalino-terreux ne peuvent donner aucune information sur l'origine de la salinité en milieu cristallin parce qu'ils sont contrôlés par les phases minérales et impliqués dans les réactions de dissolution-précipitation (Michard, 1982 ; Fontes *et al.*, 1989). Seuls certains anions qui ne peuvent pas former des composés insolubles peuvent tracer l'origine de la salinité des eaux. Il s'agit des chlorures et des bromures qui sont considérés comme des éléments conservatifs, non affectés par les interactions eau-roche. Bien que largement utilisé pour tracer l'origine de la salinité des eaux très profondes en milieu granitique, le rapport Br/Cl devrait être utilisé avec précaution dans un environnement riche en matière organique. En effet, on pourrait avoir un enrichissement en brome des eaux d'infiltration à cause de la présence des horizons organiques du sol qui stockent des bromures (Gerritse et George, 1988).

Dans le cas de la salinité des eaux profondes dans le massif granitique de Charroux Civray (Vienne, France) par exemple, le rapport Br/Cl ainsi que les teneurs en isotopes du Sr et du B convergent bien vers une origine eau de mer ou une saumure marine peu évoluée. (Michelot, 1997 ; Negrel, 1999)

Un second traceur permettant d'indiquer une origine marine pour la salinité est l'isotope du bore (Vengosh, 1994). L'eau de mer est très enrichie en ^{11}B ($\delta^{11}\text{B} = 39\text{‰}$) par rapport aux roches continentales ($\delta^{11}\text{B} = 0 \pm 5\text{‰}$) .

Traceurs du temps de résidence

Le tritium, le carbone 14 et le chlore 36 sont les trois outils isotopiques fréquemment utilisés pour déterminer le temps de résidence, selon la période de temps qui doit être couverte.

- Le tritium (période : 12,43 ans, Unterwager *et al.* 1980) est un marqueur d'un temps de résidence court, inférieur à 50 ans.
- Avec le carbone 14 (période : 5730 ± 30 ans, Godwin, 1962), on peut dater les eaux ayant une gamme de temps de résidence jusqu'à 40.000ans .
- Le chlore 36 (période : 300.000 ans, Endt et Van der Leun, 1973) est adapté à la datation des eaux très anciennes jusqu'à 1Ma.
- Une autre approche d'estimation du temps de résidence est basée sur la mesure des teneurs en isotopes stables de gaz rare. Pearson *et al.* (1991) considèrent qu'une teneur élevée en hélium traduit un temps de résidence important. Mais cette méthode de datation est à utiliser avec précaution car elle conduit à des valeurs surestimées si on ne tient pas compte des processus de transport de l'hélium au sein de la roche (Andrew, 1985 ; Torgeson et Clarke, 1985).

Traceurs de l'interaction eau-roche

Parmi les différents outils géochimiques et isotopiques indicateurs des processus d'interaction eau-roche, les isotopes du Sr sont de plus en plus utilisés pour caractériser l'interaction eau-roche liée à l'altération et à l'érosion. Le rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'un fluide est en relation directe avec celui du minéral ou des associations minéralogiques avec lesquelles le fluide a été en contact. Ainsi, les argiles néoformées sont beaucoup plus radiogéniques (rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé) que la roche non altérée (Négre *et al.* 2000).

Traceurs des effets anthropiques

Des teneurs excessives en NO_3 peuvent être observées dans les aquifères du socle. Cette pollution traduisant souvent une mauvaise protection du captage, est en relation directe avec l'environnement immédiat des forages. L'utilisation des techniques isotopiques ^{15}N permet de caractériser l'origine des apports des forages dans les nappes. Mariotti et *al.* (1983 ; 1986) ont montré qu'il est possible de quantifier les différentes sources de nitrate en utilisant les isotopes ^{15}N .

III-4 Système d'Information Géographique

Le Système d'Information Géographique est un outil permettant de combiner des données multisources qui sont géoréférencées dans un même système de projection. Son utilisation en hydrogéologie repose sur l'analyse spatiale d'un ensemble d'informations dans le but de définir des corrélations qui peuvent aboutir à des approches optimales à adopter pour une meilleure stratégie de gestion des ressources en eau.

Un exemple d'illustration de l'intérêt de la confrontation d'un ensemble d'informations (débit, image landsat et linéaments) par le SIG a été proposé par Magowe et Carr (1999) dans lequel ils ont constaté une bonne corrélation entre la densité de fracturation et les débits de productivité des forages dans une région semi-aride du Botswana.

IV- PROBLEMATIQUE GENERALE DES AQUIFERES DE SOCLE

Les principales problématiques qu'on peut rencontrer pour les aquifères du socle et qui sont importantes pour notre application particulière sont les suivantes : faible productivité, salinité des eaux et effets anthropiques liés notamment aux nitrates .

La productivité exprime la capacité d'un aquifère à fournir un débit minimal susceptible d'être exploité par un captage (Gombert, 1997).

Le débit d'acceptation d'un forage varie suivant la destination des ouvrages. Pour une alimentation villageoise par pompe à main, on requiert un débit supérieur à $1\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$. Un débit de $0.5\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$ peut être accepté pour les cas difficiles. Pour les centres urbains avec des pompes motorisées, les débits demandés sont supérieurs à $2\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$ (CIEH, 1984).

Des facteurs tels que la géologie, la géomorphologie, et les conditions climatiques interviennent sur la productivité d'un aquifère.

Lorsqu'un grand nombre de forages a été réalisé, des études statistiques peuvent être entreprises :

- sur le socle en Afrique de l'Ouest, on a constaté que les taux de réussite des forages sur les schistes sont relativement élevés (75 % en moyenne) contre 55% dans les granites et 40% dans les gneiss (CIEH, 1984).
- malgré un critère général d'implantation des forages au croisement des longues fractures en Côte d'Ivoire, Savane *et al.* (1997) ont montré à partir d'un SIG qu'on peut avoir une discrimination dans la productivité des aquifères du socle suivant la direction structurale. Cette analyse a été faite sur 134 ouvrages et est présentée dans le tableau I-1.

Direction	Pourcentage $Q > 6\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$	Pourcentage $3 < Q < 6\text{ m}^3\text{ h}^{-1}$
N – S	2.73 %	23.83 %
NE – SW	29.80 %	31.74 %
NW – SE	32.32 %	26.93 %
E – W	35.12 %	17.50 %

Tableau I- 1 : Variation de la productivité suivant la direction structurale
(d'après Savane *et al.*, 1997)

- toujours pour les aquifères du socle en Afrique de l'Ouest, l'influence du climat et de la géomorphologie sur la disponibilité des ressources en eau a été constatée. Dans les régions à climat humide, les fortes productivités sont observées sur les forages implantés sur les points bas alors que les ressources en eau sont plus importantes sur les plateaux dans les régions de savane plus sèches (CIEH, 1978).

Salinité des eaux

La mise en solution des roches cristallines est extrêmement difficile et incomparablement plus faible que pour les roches sédimentaires : en conséquence, les eaux y sont normalement peu chargées et leurs conductivités sont faibles (Schoeller, 1962). Pourtant, la présence d'eaux très chargées, notamment en chlorures a été observée en milieu de socle cristallin ; l'origine de ces chlorures reste encore largement débattue.

En zone aride ou semi-aride, à cause du déficit de la recharge des aquifères, l'**évapotranspiration** contribue beaucoup à la salinité des eaux comme l'ont mentionné Fritz *et al.* (1983) pour expliquer respectivement les fortes teneurs en chlorures atteignant les 25 g L⁻¹ pour les aquifères du bouclier Brésilien .

En Afrique de l'Ouest, dans le cadre des campagnes d'hydraulique villageoise, des fortes teneurs en chlorures ont été parfois observées dans les aquifères du socle, sans que les causes de cette salinité soient précisément bien établies.

Dans **les aquifères superficiels**, l'évaporation et la dissolution de sels concentrés par une circulation lente sont souvent évoquées pour expliquer la salinité des eaux. Ainsi par exemple:

- au **Burkina Fasso**, une hypothèse liant la nature lithologique des altérites et la circulation des eaux a été proposée par Savadogo (1984). D'après cet auteur, le caractère argileux des altérites rend difficile la circulation des eaux aussi bien en leur sein que dans les fissures qui sont colmatées. Par conséquent, il explique la surconcentration des chlorures dans les aquifères de socle par un processus **d'évaporation et de dissolution** ;

- au **Ghana**, les fortes teneurs en chlorure constatées dans les eaux des gneiss précambriens de la plaine d'Accra (Akiti, 1980) sont apportés par **les eaux de pluies et les embruns salés** concentrés par évapotranspiration due à une circulation lente;

-au **Sénégal oriental**, Travi (1988) a montré que les facteurs de concentration des chlorures constatés dans les eaux des formations schisteuses rendent bien compte de la variabilité des vitesses d'infiltration suivant les types de réservoir.

Dans **les aquifères profondes**, exemple les aquifères du socle **au Mali**, Traoré (1985) propose une **origine profonde** liée à la proximité des foyers d'intrusions doléritiques pour expliquer les fortes teneurs en chlorure observées à partir de venues d'eau profondes (100m) issues des roches réservoirs apparemment saines .

Le problème des eaux salées en milieu granitique s'est aussi posé dans le cadre des recherches sur le stockage des déchets radioactifs dans les massifs cristallins au Canada (Gascoyne *et al.*, 1989), en Finlande (Frappe *et al.*, 1993), en Suède (Smellie *et al.*, 1995), en Suisse (Pearson *et al.*, 1991), en Angleterre (Edmunds *et al.*, 1985), en France (Cathelineau *et al.*, 1997).

Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer le processus d'acquisition de telles concentrations en chlorure dans les eaux, pouvant dépasser les 200 g L⁻¹ dans le bouclier Canadien (Guha et Kanwar, 1987 ; Bottomley, 1999) alors que la teneur moyenne en chlorure dans le granite est relativement faible, estimée à 200 mg kg⁻¹ (Fuge, 1979). Suivant que les chlorures sont supposés directement liés à la roche ou proviennent des fluides externes, Nordström *et al.*(1989a) classent leurs origines en deux types « autochtone » et « allochtone ».

Origine autochtone

On suppose que les chlorures ont une origine interne à la roche. Les hypothèses proposées sont :

- relargage des chlorures à partir des microfractures affectant les inclusions fluides (Nordström *et al.*, 1989b)
- augmentation de la salinité par radiolyse de l'eau (Vovk, 1987)
- interaction eau-roche, les chlorures étant issus de l'hydrolyse acide de la biotite (Edmunds *et al.*, 1985 ; Richards, 1992)
- diffusion des sels intergranulaires (Nordström *et al.*, 1985)

- saumures endogènes liées à des eaux métamorphiques ou hydrothermales (Nurmi *et al.*, 1988 ; Frape *et al.*, 1993)

Origine allochtone

L'origine du chlorure est expliquée par une intrusion de fluides très salés dans la roche cristalline. Il pourrait s'agir :

- de l'eau de mer plus ou moins évoluée (Lahermo et Lampen, 1987)
- d'une saumure résiduelle de bassins sédimentaires (Kelly *et al.*, 1986)
- d'une saumure générée par dissolution des évaporites (Fontes *et al.*, 1989 ; Michard *et al.*, 1989) .

D'après Savoye (1998), cette notion d'origine « autochtone » et « allochtone » est trop rigide et la frontière entre ces deux types d'origine est fluctuante. De plus, cette classification ne distingue plus les sels issus de l'interaction eau-roche des autres sels.

Quel que soit le type d'origine du chlorure (autochtone ou allochtone), la salinité est étroitement liée au temps de résidence de l'eau dans le système d'une part, et d'autre part les caractéristiques chimiques et isotopiques de ces eaux ne peuvent avoir été acquises que par une altération ultérieure des roches encaissantes (Richard, 2000).

Effets anthropiques

Une dégradation de la qualité des eaux à cause de teneurs excessives en nitrates proches ou supérieures à la norme de l'OMS (45 mg L⁻¹) a été constatée en diverses régions du globe. Cette pollution en nitrates est localisée en premier lieu à l'environnement immédiat du captage. Cependant, on s'aperçoit que la contamination peut s'étendre suivant les axes de drainages, par une migration de nitrates sous le mécanisme de l'écoulement préférentiel (Onguba *et al.*, 1992 ; Nkotagu, 1996).

Plusieurs sources anthropiques possibles sont évoquées à l'issue de nombreux travaux réalisés. Il s'agit :

- de la pollution domestique, sachant que les forages sont souvent aux abords des villages (Onguba *et al.*, 1992 ; Nkotagu, 1996) ;

- du lessivage des sols et débris végétaux après déforestation (Faillat, 1990) ;
- de l'intensification agricole (Cann, 1996).

Bien qu'il ne s'agisse pas d'un apport anthropique, d'autres processus peuvent contribuer à l'augmentation de la concentration en nitrates :

- relargage de nitrates fixés par les bactéries (Heaton, 1984)
- dissolution des évaporites observées dans les zone aride et semi-aride (Wright et Edmunds, 1969 ; cités par Barnes *et al.*, 1992)

Cependant, il existe un mécanisme d'autoépuration naturelle de la contamination nitratée dans les aquifères : c'est la dénitrification, qui est un processus de réduction de l'ion nitrate en gaz azote ou oxyde d'azote. Elle nécessite la présence d'un donneur d'électron qui peut être de nature biologique ou géologique : carbone organique ou pyrite (Mariotti, 1986).

Tel est le cas observé au sein d'un aquifère de socle où la présence des pyrites dans les schistes sains à porosité de fissure et de fracture a permis la dénitrification des fluides par oxydation des sulfures (Martelat *et al.*, 1997).

D'après Mariotti (1994), d'autres mécanismes contribuent aussi à la diminution des concentrations en nitrates, mais ils ne sont pas assimilables à une épuration puisque le bilan en azote y reste constant. L'auteur cite :

- une dilution avec des eaux pauvres en nitrates
- une assimilation des nitrates par le système racinaire de la végétation pour les nappes à faibles profondeurs. Cette assimilation nécessite la présence de carbone organique ce qui est rarement le cas pour les eaux souterraines destinées à l'alimentation humaine.

V- CONCLUSION

En de milieu socle cristallin, les réserves d'eau souterraine sont emmagasinées dans la partie supérieure altérée et seront drainées par les fissures et les fractures sous jacentes. L'utilisation de toute une panoplie d'outils pour caractériser et aborder les problématiques de ces aquifères du socle aussi bien qualitativement que quantitativement a été passée en revue au cours de ce premier chapitre.

On retiendra que seul le couplage de ces différentes méthodes permettra une bonne compréhension du fonctionnement hydrodynamique des aquifères du socle et une évaluation de leurs ressources en eau.

La télédétection mise en œuvre pour une reconnaissance des structures intéressantes en hydrogéologie nécessite un complément d'information à l'aide des méthodes géophysiques.

Les outils géochimique et isotopique sont aussi important en hydrogéologie pour déterminer l'origine de l'eau, sa potabilité et l'évolution de sa chimie au cours de l'exploitation des aquifères.

L'utilisation d'un Système d'Information Géographique (SIG) permettant de combiner des données multisources est importante pour aboutir à toute gestion adéquate des ressources en eaux souterraines.

Dans la suite, nous nous intéresserons particulièrement aux problématiques des aquifères du socle de la région de l'Androy du Sud de Madagascar. C'est une région où le problème de la ressource en eaux se pose avec acuité. Pour cette étude, nous avons eu recours à une approche mutlidisciplinaire : l'étude structurale, la géophysique et la géochimie des eaux.

PROBLEMATIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE DE LA REGION DE L'ANDROY - SUD DE MADAGASCAR

I- PRESENTATION GENERALE DE LA REGION DE L'ANDROY

I-1 Situation géographique

La région de l'Androy ou « pays des épines » se situe dans l'extrême Sud de Madagascar. Elle est limitée par le fleuve de Menarandra à l'Ouest, les chaînes montagneuses Anosyennes à l'Est et les Hautes Terres Bara au Nord. Ambovombe, capitale de la région, compte 45745 habitants (*d'après la Banque de données du projet Système d'Alerte Précoce –SAP- en 2001*), et se trouve à 110 km au Nord Ouest de Taolagnaro (Fort Dauphin).

I-2 Contexte géologique

Trois unités géologiques schématisées sur la figure II-1 sont à distinguer dans la région de l'Androy : le socle cristallin, les formations sédimentaires et le massif volcanique.

Le socle cristallin

Le socle cristallin apparaît en affleurement dans la partie septentrionale de la région de l'Androy. Nous présenterons le cadre géologique et les travaux antérieurs faits sur le socle Précambrien malgache, en particulier le Sud de l'Ile, pour bien cerner notre domaine d'étude portant sur le socle cristallin de la région de l'Androy.

Madagascar est formé en quasi-totalité des roches cristallines précambriennes qui affleurent sur les deux tiers orientaux (400 000 km²) de sa superficie.

La figure II-2 montre un assemblage continental du Gondwana d'après Toens et Andrew Speed (1984) avant sa dislocation à la fin du Précambrien. Appartenant à la zone de collision majeure entre l'Est et l'Ouest du Gondwana, c'est à dire à la bordure externe de la ceinture panafricaine du Mozambique, (Kröner, 1977 ; Schakleton, 1986), l'île a été très largement re-structurée par l'orogénèse panafricaine (900 Ma – 500 Ma). Les datations radiochronologiques attribuent un âge archéen et/ou protérozoïque au socle au Nord de Madagascar (Caen Vachette, 1979 ; Tucker *et al.* , 1999) .

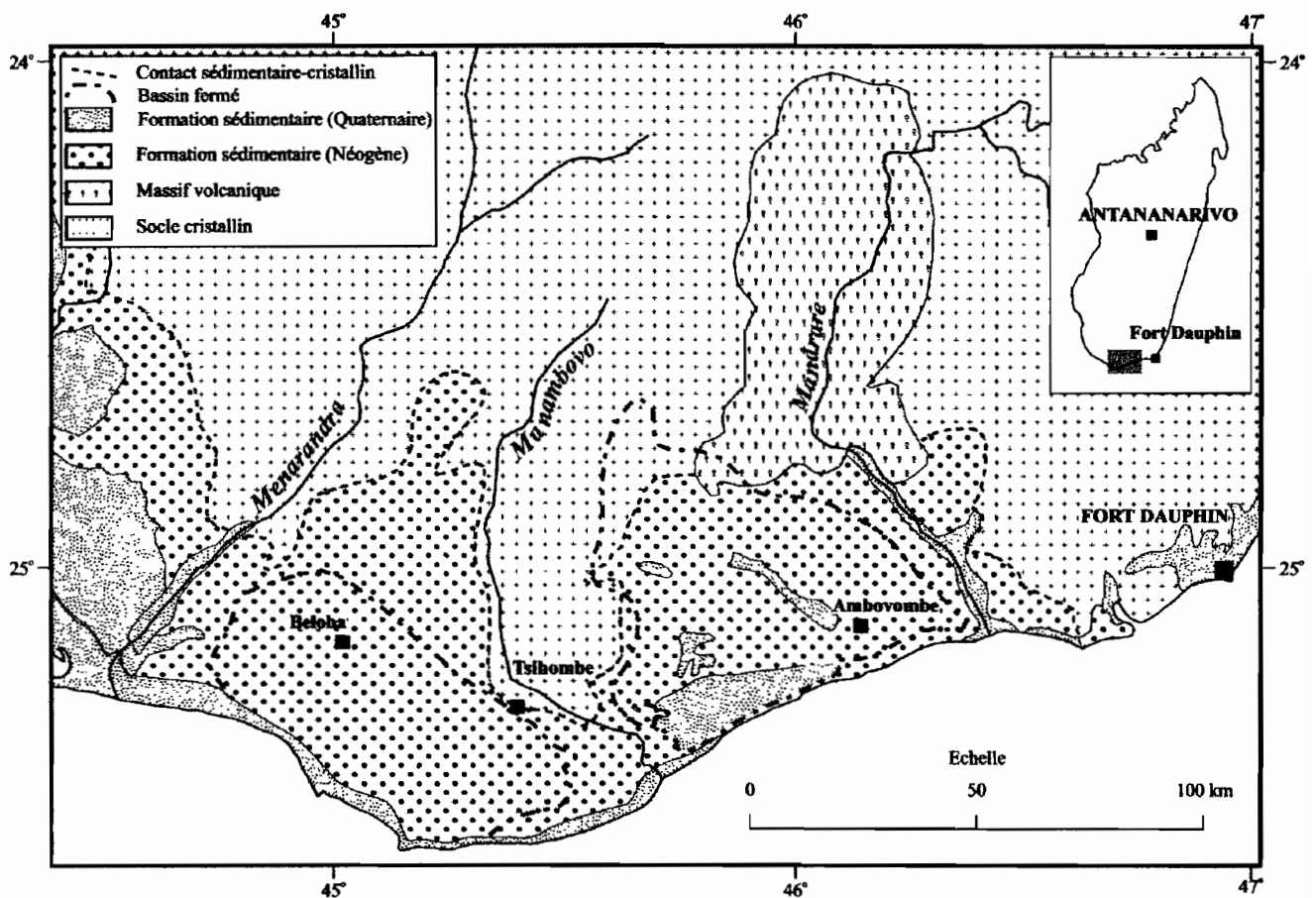


Figure II- 1: Contexte géologique de la région de l'Androy
(d'après Battistini, 1964 ; *modifié*)

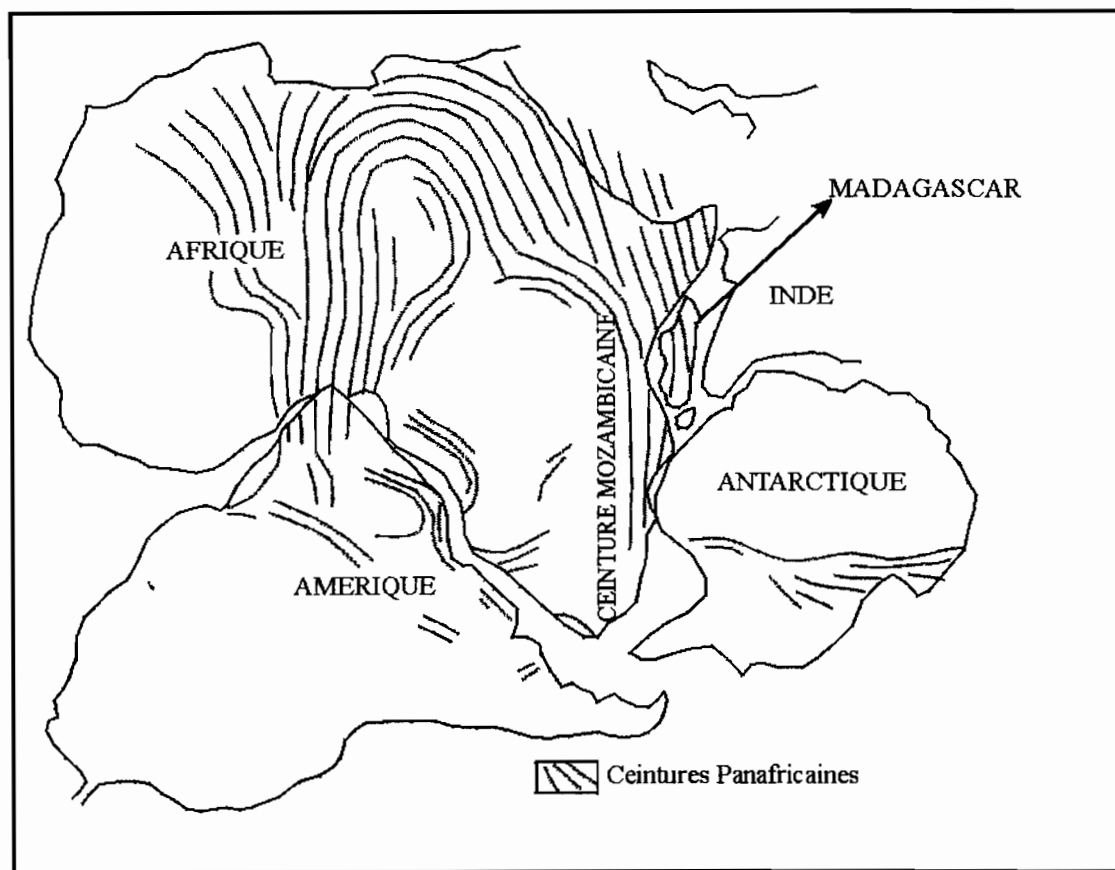


Figure II- 2 : Reconstitution de l'ancien continent Gondwana à la fin du Précambrien
(d'après Toens et Andrews, 1984)

Dans la région Sud de Madagascar, le socle caractérisé par des faciès granulites est lié aux événements panafricains entre 580 Ma – 530 Ma (Andriamarofahatra *et al.*, 1990 ; Paquette *et al.*, 1994 ; Montel *et al.*, 1996)

Des études ont montré que cette région du Sud de Madagascar à faciès granulite traversé par la zone de cisaillement Ranotsara Bongolava présente une corrélation avec la région du Sud de l'Inde traversée par la zone de cisaillement d'Achankovil (Kriegsman, 1993) qui est aussi de faciès granulite daté à 558 Ma (Choundary *et al.*, 1992).

La lithostratigraphie du Précambrien malgache a fait l'objet de nombreuses études qui ont conduit à des interprétations différentes. Dans ses premiers travaux dans le Sud de Madagascar, Besairie (1961, 1963, 1967) a distingué trois systèmes précambriens, de la base au sommet :

- le système androyen formé par des roches catazonales : les faciès granulites du Sud de Madagascar ;
- le système du graphite avec des gneiss et des leptynites caractérisés par l'abondance de graphite ;
- le système de Vohibory formé principalement par des amphibolites et des marbres.

Par la suite, il a extrapolé cette distinction à l'ensemble de l'île. Dans sa classification, il considère comme d'âge archéen l'essentiel des formations cristallines et cristallophyliennes malgaches.

Des études plus récentes (Noizet, 1972 ; Bazot, 1976 ; Hottin, 1976) et des datations géochronologiques (Caen-Vachette, 1979 ; Cahen *et al.*, 1987) ont remis largement en cause ce schéma et ont contribué à l'élaboration des nouvelles interprétations du Précambrien malgache (Cahen *et al.*, 1987).

A partir de ces différentes études et en tenant compte des évidences lithologiques et tectoniques, Windley *et al.* (1994) subdivisent le socle Précambrien malgache en deux secteurs représentés sur la figure II-3 :

- le secteur Centre – Nord réparti en trois zones suivant deux grandes lignes de cisaillement de direction submeridienne;
- le secteur Sud situé au Sud du grand axe de cisaillement Bongolava – Ranotsara et qui se subdivise en six ceintures tectoniques de direction méridienne. Elles sont représentées sur la figure II-4. Nous nous limiterons à la description' succincte du secteur Sud auquel appartient la région de l'Androy.

Chacune de ces six ceintures définies par Windley *et al.* (1994) est caractérisée par sa propre composition lithologique et structurale. Les limites de ces ceintures sont matérialisées par des zones de gneiss rubanés de quelques dizaines de mètres et interprétées comme des zones de cisaillement ductiles.

D'Ouest en Est, la pression métamorphique diminue, Windley *et al.* , (1994) distinguent :

- **la ceinture de Vohibory** formée par des orhogneiss, des quartzites, des paragneiss à sillimanite, à grenat, à hornblende à l'intérieur desquels on trouve des marbres et des amphibolites. D'après Nicollet (1983, 1990a), ces derniers résultent de la transformation des roches basiques en granulites par un métamorphisme à haute pression (9 – 11.5 kbar) ;

- **la ceinture d'Ampanihy** : 20 km de large, formée par des gneiss (à graphite, à hornblende, à biotite), des paragneiss, des leptynites, des amphibolites, des pyroxénites, des marbres et quartzites. La présence des lentilles d'anorthosite a été notée ;

- **la ceinture de Bekily** : 50 km de large, caractérisée par des paragneiss (à sillimanite, à cordiérite, à grenat), des quartzites, des marbres, des pyroxénites. A l'instar de la ceinture de Vohibory et de tout le secteur Centre-Nord de Madagascar, elle se distingue par sa minéralisation en phlogopite dans les pyroxénites ;

- **la ceinture de Betroka** formée par des paragneiss (à sillimanite, à cordiérite, à grenat) (Nicollet, 1985), des gneiss à hypersthène, des marbres (à spinelle, à humite, à phlogopite, à diopside), des quartzites (à grenat, à magnétite, à sillimanite, à graphite). Les couches sont riches en aluminium, en magnésium et en bore. D'après Ackermann *et al.* (1989), la réaction enstatite + sillimanite à saphirine + cordiérite indique un métamorphisme granulitique à très haute température (9.5 kbar à 950 °C) dans cette ceinture ;

- **la ceinture de Tranomaro** caractérisée par des paragneiss (à biotite, à grenat, à cordiérite, à sillimanite), des orthogneiss, des marbres (à scapolite, à humite, à spinelle), des quartzites, des scapolitites, et des pyroxénites minéralisées en urano-thorianite (Noizet, 1969 ; Rakotondratsima, 1983 ; Moine *et al.*, 1985). D'après Nicollet (1990b), des borosilicates (grandidiérite, serendibite, tourmaline) de haute température sont présents dans les paragneiss. Par échange métasomatique avec les formations granitiques, les marbres et les gneiss à silicates calcites sont transformés en skarns (pyroxénites), (Rakotondratsima, 1983 ; Moine *et al.*, 1985).

D'après Rakotondrazafy *et al.* (1996), la présence de méionite dans les skarns et l'assemblage quartz-orthopyroxène-grenat-plagioclase dans les orthogneiss indiquent une température de 800°C à 875°C et une pression de 4 à 5 kbar pour le métamorphisme dans cette région ;

- **la ceinture de Taolanaro (Fort Dauphin) – Chaînes Anosyennes** formée par des leptynites à cordiérite-grenat (Hottin, 1976 ; Nicollet, 1990a), des granites, de rares pyroxénites et des gneiss mylonitiques à texture granulitique à quartz étirés (Hottin, 1976).

Bazot (1974) décrit la présence de veines sombres à feldspath potassique, grenat et cordiérite dans les leptynites. A l'intérieur de ces veines, la foliation et la linéation des minéraux sont conservées et sont interprétées comme la recristallisation des charnockites. Ces veines sont comparables aux veines de charnockites dans le Sud de l'Inde et au Sri-Lanka (Holt et Wightman, 1983 ; Hansen *et al.*, 1987). Dans la partie Ouest de cette ceinture se trouvent les chaînes anosyennes : un massif granitique formé par des charnockites et des granites à grenat.

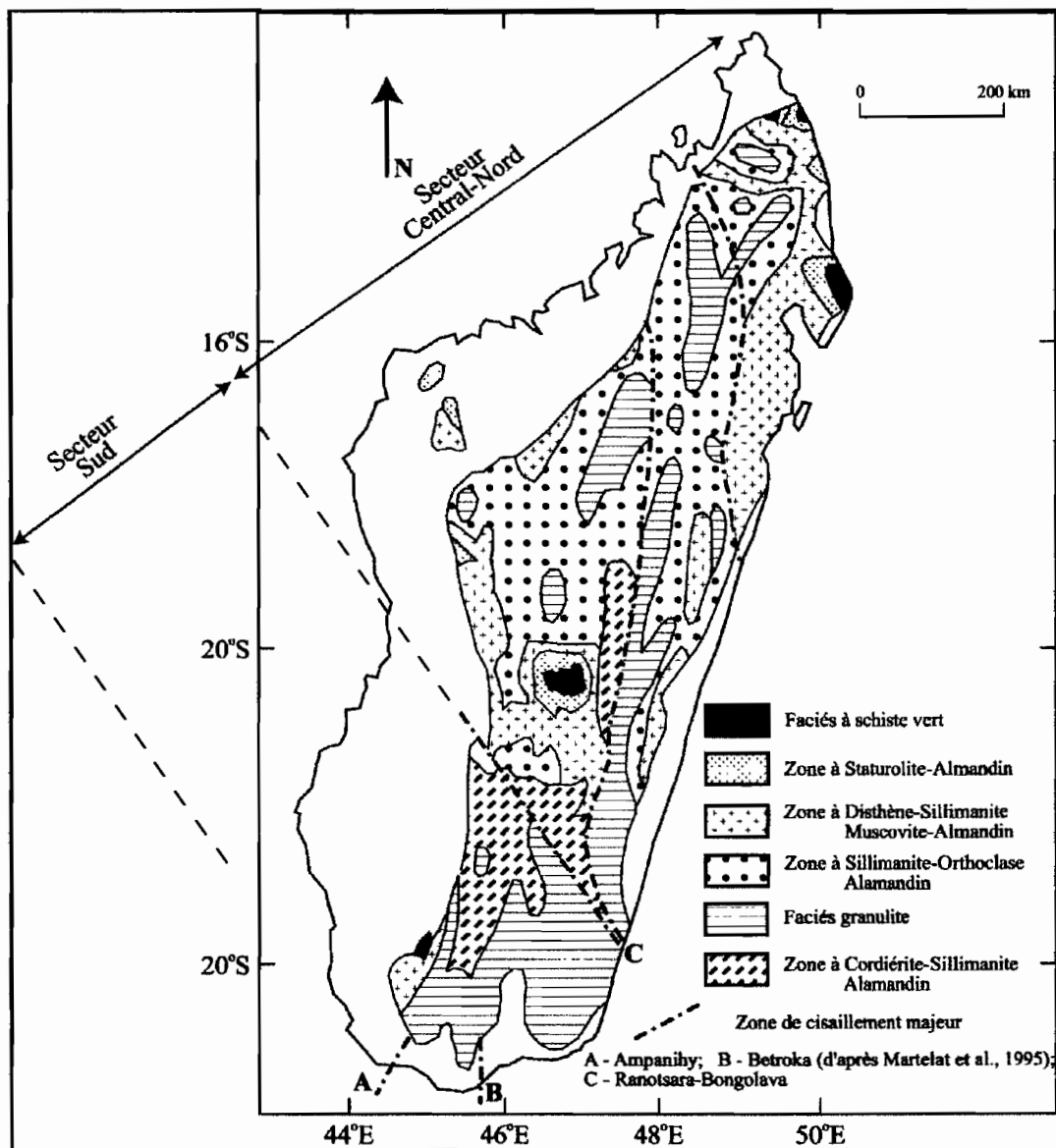


Figure II- 3: Subdivision du socle Précambrien malgache
 modifié d'après Hottin (1976), par Windley *et al.* (1994) et par Ramambazafy (1998)
 (d'après Ramambazafy, 1998)

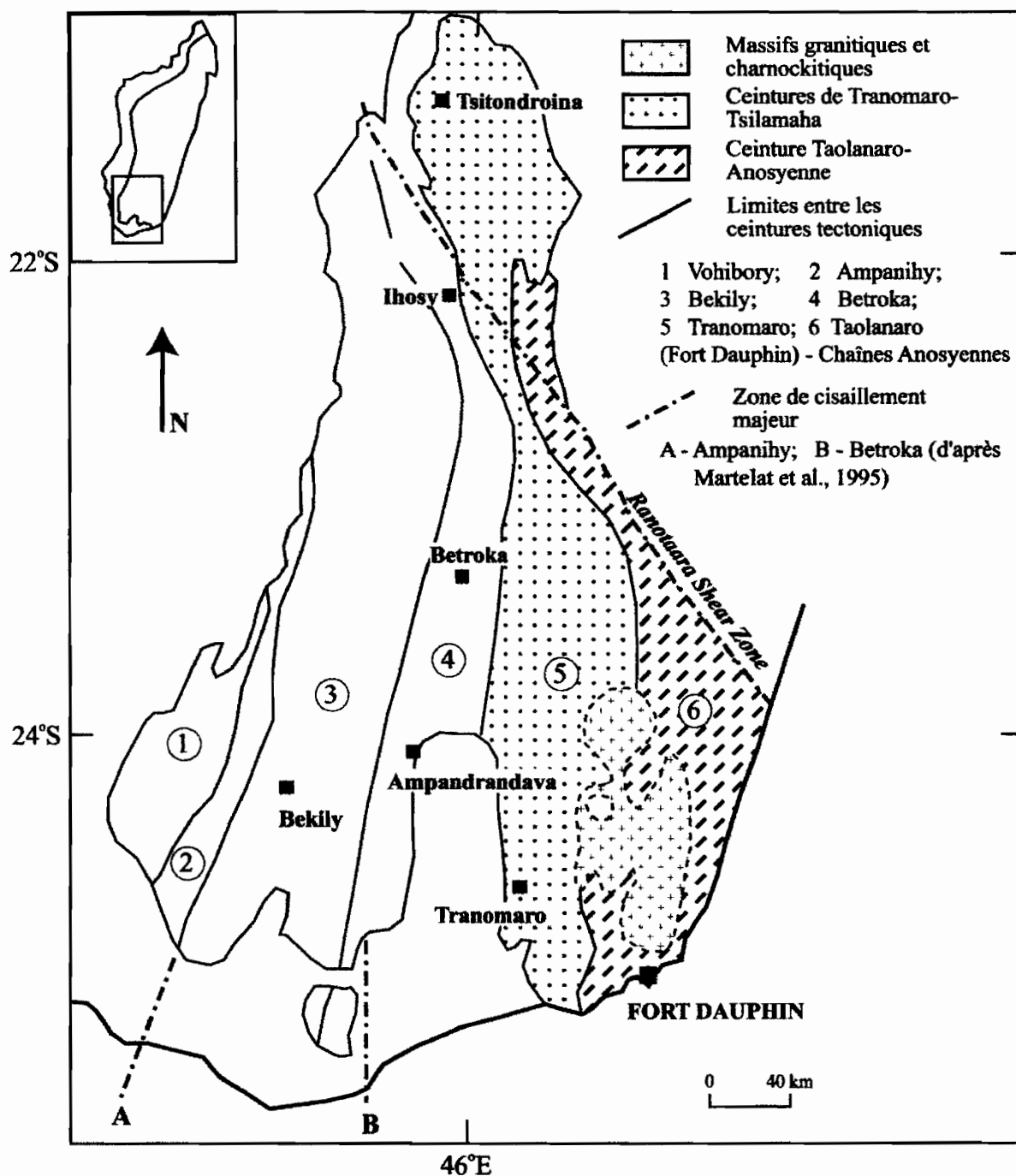


Figure II- 4: Subdivision du secteur Sud du Socle Précambrien Malgache
 d'après Windley et al., 1994, modifié par Ramabazafy (1998)

Le massif volcanique

La mise en place du volcanisme de l'Androy est en relation avec le rifting indo-malgache au Crétacé supérieur. Lors de la séparation Inde – Madagascar réalisée par l'ouverture du bassin océanique des Mascareignes, des coulées basaltiques alcalines et tholéitiques ont pu recouvrir l'ensemble de l'île (Mahoney *et al.*, 1991 ; Rasamimanana, 1996). Ces couvertures de basaltes correspondaient à l'arrivée du panache mantellique lors du passage de Madagascar au point chaud actuel de Marion, situé à l'époque à la verticale du volcan de l'Androy (Storey *et al.*, 1995). Sur ce vaste massif volcanique de 90 km de long sur 40 km de large s'entassent sur une puissance de 1500 m des coulées basaltiques et acides. Des dykes, orientés N120 – N140 observés dans la région de l'Androy, sont reliés à cet ensemble volcanique. Une datation au K-Ar témoigne une mise en place des laves à environ 65 Ma (Storey *et al.*, 1995).

Les formations sédimentaires

Dans la région de l'Androy, les formations sédimentaires du Néogène et du Quaternaire reposent sur le socle cristallin. Le Quaternaire formé par des grès calcaires, des sables marins et dunaires constitue les principaux affleurements sédimentaires (Battistini, 1964). Le Néogène continental recouvert par les sables dunaires est constitué de grès argileux, de conglomérats à graviers, d'argiles et de marnes avec une prédominance de sables argileux et d'argiles bariolées (Aurouze, 1959 ; Battistini, 1964). Dans la région de l'Androy, deux bassins sédimentaires à caractères géologiques peu différents se distinguent. Le bassin d'Ambovombe situé à l'Est de l'éperon de Tsihombe est comblé essentiellement par des sédiments continentaux néogènes et quaternaires. A l'Ouest, entre les fleuves de Menarandra et de Manambovo, se situe le bassin de Beloha qui est également continental en majeure partie, mais comprend aussi des formations marines plus ou moins masquées. Dans les lits des rivières se sont déposées, par les écoulements superficiels, des formations actuelles de sables et de limons épaisses de 10 m à 20 m. Elles sont le siège des inféro-flux captés par la population en saison sèche.

I-3 Géomorphologie

Le paysage morphologique de l'extrême Sud de Madagascar et les grandes étapes de sa formation ont été abordés par Battistini (1964). Dans ce qui suit, nous présentons une synthèse déduite de ce travail pour la description du relief de la région de l'Androy.

Les grandes étapes de la formation du relief

L'évolution morphologique de la région est rythmée par une succession d'érosions liée à des modifications du climat. Il en résulte des phases d'aplanissement cycliques séparées par des phases de rajeunissement durant lesquelles l'érosion différentielle a remis en saillie les affleurements des roches les plus résistantes. Grâce à des témoins réduits à des lambeaux résiduels localisés essentiellement dans la partie amont de l'aplanissement et à des buttes, on a pu reconstituer l'allure initiale de la paléotopographie. On suppose qu'à un certain moment de l'évolution du relief existait une surface d'érosion régulière pentée vers le Sud et le Sud Ouest et ayant nivelé le socle précambrien. L'encroûtement et le carapaçonnement des anciens témoins de cette surface d'érosion suggèrent que lors de l'achèvement de l'aplanissement régnait un climat beaucoup plus humide qu'à l'actuel accompagné d'une forte latérisation. La partie altérée du socle peut atteindre 15 à 20 m d'épaisseur, et les formations sédimentaires de nature gréso-argileuse ont subi un lessivage intense. Il est possible que le carapaçonnement ait immédiatement précédé le début de la reprise de l'érosion qui est à l'origine du relief appalachien observé dans la plus grande partie du domaine de l'aplanissement fini-tertiaire. On suppose que depuis le Crétacé cette succession de phases d'aplanissement et de rajeunissement se soit reproduite maintes fois dans l'extrême Sud de Madagascar. L'érosion quaternaire se limite à dégager la surface de la roche saine en déblayant les produits meubles d'altération qui la recouvrent. En l'absence de préhistoire à Madagascar, Battistini (1964) utilise le terme Aepyornien correspondant à la disparition des subfossiles malgaches supposée due à l'action humaine pour désigner plus ou moins le Quaternaire.

La période Aepyornienne est marquée par trois transgressions marines (Tatsimienne, Karimbolienne, Flandrienne) conduisant à la mise en place des dunes littorales.

Aucune de ces transgressions marines n'a dépassé l'altitude 3 ou 4 m au dessus du niveau marin actuel.

On distingue ainsi trois ensembles dunaires dans la région : la grande dune entièrement grésifiée et décapée et ayant subi une altération pédologique, la petite dune, grésifiée aussi, mais sans avoir subi une altération pédologique et la dune flamandienne qui se superpose à l'intérieur des ensembles dunaires grésifiés.

Les grandes unités du relief

Les chaînes anosyennes, le massif volcanique de l'Androy, le rebord Manambien, et les dunes en bord de la mer forment les unités principales du relief dans cette région. Ces unités principales formant le relief de la région de l'Androy sont illustrées sur la figure II-5.

- *Les chaînes anosyennes* correspondent à un ensemble montagneux allongé Nord-Sud formant une barrière topographique et climatique entre le domaine subaride de l'Androy et le domaine tropical humide de la Côte Est.

- *Le massif volcanique de l'Androy* : un vaste ensemble en forme ovale de 90 km sur 40 km a une altitude nettement plus basse que les Hautes Terres Bara (1500 m) et le rebord Manambien.

- *Le rebord Manambien* : désigne le grand accident topographique d'une hauteur d'un millier de mètre, en arc de cercle, quienserre le massif volcanique de l'Androy dans sa partie septentrionale. Le tracé de cet accident qui est indépendant de la disposition en bandes méridiennes des structures géologiques, mais qui suit parfaitement la forme ovale du massif volcanique de l'Androy, implique que sa genèse est liée au volcanisme de l'Androy (Battistini, 1964).

- *L'aplanissement fini-tertiaire* : il constitue une unité plus étendue dans la région. Son altitude décroît du Nord au Sud. Des reliefs isolés en inselbergs interrompent sans aucune transition la monotonie de cette vaste étendue aplanie.

- *Le bourrelet dunaire littoral* correspond à une zone d'accumulation des formations dunaires anciennes entièrement grésifiées et nettement en relief par rapport à la partie aval des plateaux qu'elles recouvrent. En arrière de ces imposants édifices dunaires, atteignant 25 km de large et au moins 200 m d'épaisseurs, se sont développées des dépressions fermées dont les plus importantes sont celles de Beloha et d'Ampamolora.

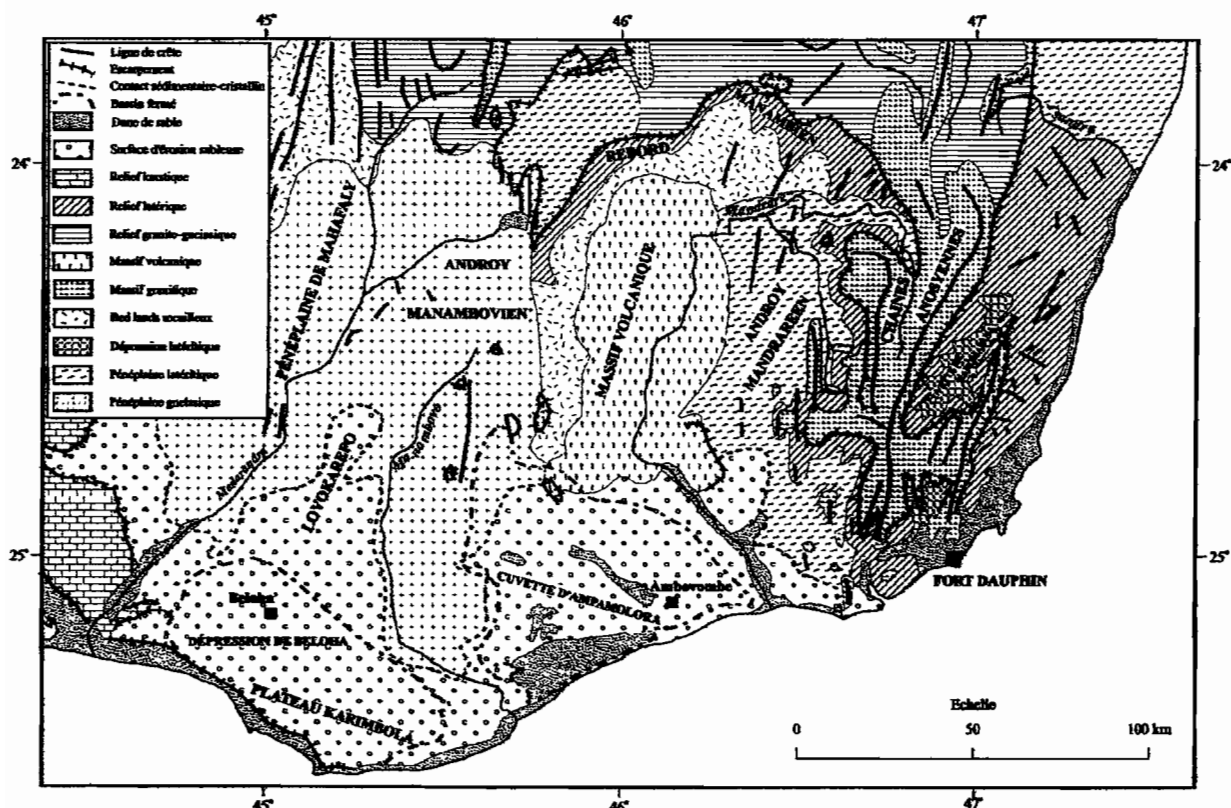


Figure II- 5: Les différentes unités du relief de la région de l'Androy
 (d'après Besairie et Roubequain, 1957, *modifié*)

I-4 Le climat

Situé au Sud du Tropique du Capricorne, la région de l'Androy se trouve à la latitude des déserts de l'hémisphère Sud.

Le climat est normalement semi-aride, mais le caractère insulaire de Madagascar atténue considérablement ce phénomène (Bresson, 1959). La région est caractérisée par un climat tropical semi-aride avec une saison fraîche et sèche entre Avril et Octobre et une saison

chaude et pluvieuse entre Novembre et Mars. La température moyenne est supérieure à 25° en saison sèche.

D'après Chaperon *et al.* (1993) et présentées sur la figure II-6, les précipitations moyennes annuelles sont comprises entre 400 mm et 700 mm, avec une forte irrégularité inter-annuelle. La pluviosité diminue progressivement du Nord au Sud. Au Sud Est, à l'extrémité des chaînes anosyennes, on a une transition beaucoup plus brutale qualifiée de « faille pluviométrique ». Distant d'une soixantaine de kilomètres, Behara situé à l'Est des chaînes anosyennes reçoit une pluviosité annuelle de 484 mm, tandis qu'à Fort Dauphin, sur la Côte Est, la pluviosité moyenne annuelle est de 1557 mm. Dans la région de l'Androy, l'évapotranspiration potentielle annuelle est de l'ordre de 1100 mm à 1300 mm, mais des indices concordant laissent à penser que l'infiltration est quand même possible en cas de pluies abondantes.

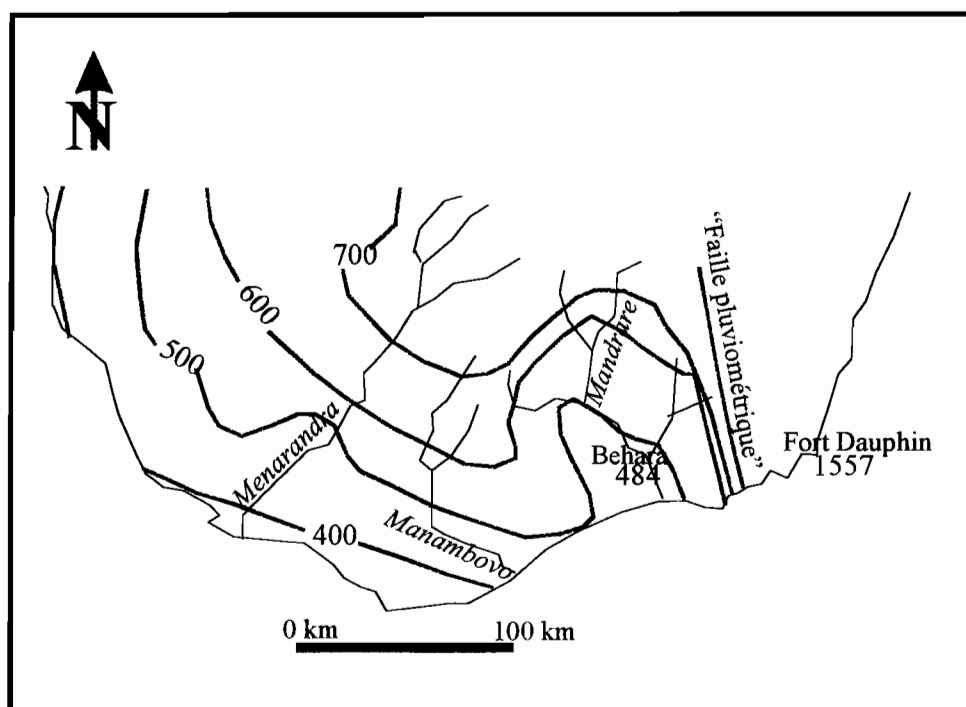


Figure II- 6: Carte des isohyètes interannuelles exprimées en mm.an⁻¹
(d'après Chaperon et al. 1993, *modifiée*)

I-5 L'hydrographie

Trois grands fleuves : Menarandra, Manambovo et Mandrare s'écoulent selon une direction globale Nord Sud et drainent la région de l'Androy.

Le fleuve de Menarandra, d'une longueur de 235 km, draine un bassin versant d'une superficie de 8350 km². A la station hydrologique de Tranoroa (latitude : 24° 42'S, longitude : 45° 04' E , contrôlant une superficie de 5330 km²), on constate, d'après le tableau II-1 illustrant les valeurs moyennes mensuelles sur une période de 1951 à 1983, que les précipitations relativement fortes des mois de décembre et janvier permettent une recharge des aquifères et un soutien des débits d'écoulement du fleuve de février à mars.

Le fleuve de Mandrare, de longueur totale de 270 km, draine une vaste superficie circulaire de 12 570 km², délimitée par le rebord Manambien au Nord et les chaînes anosyennes à l'Est. Calculé sur la période 1951 à 1970, le bilan hydrologique à la station Amboasary (latitude : 24° 03 S, longitude : 46° 28 E) montre aussi que l'alimentation des aquifères dans les altérites n'est observée qu'en décembre et janvier (Tableau II- 1).

Le bassin versant de Manambovo est situé entre ceux de Mandrare et de Menarandra. Il repose presque entièrement sur le socle. La station hydrologique de Tsihombe (latitude : 25° 18'S, longitude : 45° 30'E) contrôle la quasi-totalité du bassin d'une superficie de 2712 km². On constate d'après le bilan hydrologique en cette station sur une période de 1956 à 1976 (tableau II-1) qu'il n'y a pas de réserve drainable pour les aquifères.

La comparaison du bilan hydrologique en ces trois stations pour les trois bassins versants : Menarandra, Mandrare et Manambovo montre que le Menarandra et Mandrare sont régis par deux mécanismes d'écoulement assez proches, ces grands fleuves sont réduits à un écoulement quasi-nul en saison sèche. Cependant, des inféro-flux notables peuvent être observés en étiage (Chaperon *et al.*, 1993).

Chapitre 2
PROBLEMATIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE DE LA REGION DE L'ANDROY
(SUD DE MADAGASCAR)

		N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Année
Menarandra 1951-1983	P	73	171	176	128	84	26	20	12	9	10	21	30	760
	ETP	111	114	101	105	102	89	71	53	60	80	99	115	1100
	ETR	64	114	101	105	70	22	18	11	8	9	20	28	570
Manambovo 1956 – 1976	P	44	119	115	85	77	22	20	18	14	10	18	23	565
	ETP	111	114	101	105	102	89	71	53	60	80	99	115	1100
	ETR	42	107	100	71	72	21	20	18	14	10	18	22	515
Mandrare 1951- 1970	P	81	167	163	114	95	39	22	20	14	13	25	37	790
	ETP	111	114	101	105	102	89	71	53	60	80	99	115	1100
	ETR	76	114	101	100	67	31	18	17	12	11	23	35	605

Tableau II- 1: Bilan hydrologique observée sur les stations hydrologiques des fleuves

Menarandra, Manambovo et Mandrare (exprimé en mm)

(d'après , Chaperon *et al.*, 1993)

Avec :

P : précipitation moyenne (en mm)

ETP : évapotranspiration moyenne, calculée d'après la formule de Thornwaite (mm)

ETR : évapotranspiration réelle moyenne exprimée (en mm)

I-6 Végétation

La végétation de la région de l'Androy est caractérisée par une prédominance des plantes épineuses. On distingue deux secteurs (Humbert et Cours Darne, 1965) :

- l'Ouest de la vallée de Manambovo offre des végétations de type xérophyle le plus accusé avec réduction de feuillage, voire son absence totale ;

- l'Est où une notable proportion d'arbustes et de petites arbres pourvus de feuillage luisant vert assez foncé, est observée aux abords des montagnes et de leurs contreforts. Dans tout le domaine, les bords des cours d'eau donnent asile à un certain nombre d'arbres pouvant atteindre une grande hauteur, la plupart à feuilles persistantes pouvant former ainsi des galeries forestières (Chaperon *et al.*, 1993).

I-7 Situation socio-économique

A l'instar des autres régions de l'île, le Sud de Madagascar dont l'Androy fait partie intégrante, est la région la plus affectée par des difficultés économiques liées en majeure partie au problème d'approvisionnement adéquat en eau.

Dans cette région, la population est de vocation pastorale bien que les pâturages y soient médiocres. Quelques groupes sociaux immigrants ont apporté la riziculture, mais l'élevage du gros bétail reste l'activité prépondérante. La région de l'Androy est exposée à l'insécurité alimentaire. En effet, s'ajoutant à la sécheresse répétitive, cette région souffre aussi des dégâts causés par l'invasion acridienne qui ravage les jeunes pousses de maïs et de riz.

Face aux difficultés alimentaires dans le Sud de Madagascar, un projet nommé Système d'Alerte Précoce (SAP) financé par la Communauté Européenne a été instauré pour prévoir les crises alimentaires et pour améliorer la mise en œuvre des aides éventuellement nécessaires (SAP, 1999). En 2000, le SAP a signalé qu'une grande partie de la population consomme des figues de Barbarie et a réduit le nombre de repas quotidiens. La situation s'est beaucoup détériorée, lors de notre passage dans le Sud de Madagascar en Octobre 2000, la population dans certains villages de l'Androy essayait de survivre par la consommation de racines végétales ou de cactus.

Pourtant le Sud de Madagascar est doté de ressource halieutiques et de ressources minières. Cependant, l'état vétuste des réseaux routiers et l'insuffisance des infrastructures sociales font que ces populations sont deshéritées et contribuent à un enclavement presque total. L'alimentation en eau est le problème majeur de la région. Si l'on y associe les aléas naturels (sécheresse, invasion acridienne), le problème chronique de survie et l'état de délabrement des infrastructures, on comprend la faible densité démographique et la grande mobilité de la population observées dans le Sud de Madagascar.

II- TRAVAUX ANTERIEURS ET ANALYSE DES DONNEES

II-1 Les travaux antérieurs

Les connaissances sur l'hydrogéologie de cette région sont relativement réduites. La plupart des études réalisées sont restées à caractère ponctuel, et ne donnent pas d'informations suffisantes ni sur la structure géologique profonde ni sur les structures des aquifères. Seuls quelques auteurs tels que Aurouze (1959), Rakotondrainibe (1976) ont abordé une étude à l'échelle régionale.

Dans son travail portant sur l'hydrogéologie du Sud de Madagascar, Aurouze (1959) a proposé le terme « nappe générale » pour définir le système aquifère dans les altérites du socle affleurant et qui passe successivement dans les diverses formations géologiques avant d'aboutir à la mer.

D'après cet auteur, cette nappe existe partout si la base des altérites est en dessous du niveau piézométrique. Par contre, elle est absente dans les inselbergs et dans les zones affectées par l'érosion récente mettant à nu le socle altéré.

Comme l'a confirmé le bilan hydrologique dans cette région, en zone de socle cristallin, on a une recharge de la nappe souterraine au moment des fortes pluies. En période sèche, c'est l'aquifère superficiel des altérites qui alimente les écoulement dans les thalwegs.

En effet, ces thalwegs dépourvus d'écoulement superficiel sauf après des fortes pluies, présentent un sous-écoulement pérenne et une eau de bonne qualité dans les alluvions sableuses (Aurouze, 1959).

Dans la région cristalline, la productivité est faible, un débit de $1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ est considéré excellent. La qualité des eaux est très variable. Des teneurs en chlorures de 10 à 17 g L^{-1} ont été observées dans les mines de mica de Sakamasy. Outre les fortes teneurs en chlorures, des fortes teneurs en nitrates, notamment en nitrate de sodium, ont été également signalées par De Robillard (1949). Une teneur en nitrate égale à 229 mg L^{-1} a été constatée à Antanimora, avec des fortes teneurs en magnésie (Aurouze, 1959).

A cause de la médiocrité de la perméabilité des formations sédimentaires du Néogène, la nappe générale y est essentiellement alimentée par le déversement latéral des aquifères du socle et des écoulements des thalwegs en période de forte pluviosité.

Aussi bien dans le bassin de Beloha que dans le bassin d'Ambovombe, des débits exploitables peuvent être rencontrés mais la salinité des eaux est fortement plus accentuée dans la région cristalline. Par exemple, une teneur en chlorure de 5.9 g L^{-1} et 3.2 g L^{-1} avec des fortes teneurs en magnésie (244 mg L^{-1} de MgO) a été constatée dans les puits d'Ambaliandro I dans le bassin d'Ambovombe (Aurouze, 1959).

D'après Aurouze (1959), ces fortes salinités des eaux sont à lier à la vitesse de circulation des eaux qui est plus faible que dans les sous-écoulements des thalwegs.

Pour les formations dunaires, une percolation directe est possible pour l'alimentation de la nappe générale mais cependant la pluviosité est faible sur la zone littorale. Les débits y sont très variables et la salinité des eaux est généralement forte. De nombreux puits avec des teneurs en chlorures de 6 g L^{-1} ou 8 g L^{-1} ont été couramment utilisés même pour l'alimentation humaine (Aurouze, 1959).

Cette étude faite par Aurouze (1959) et tous les travaux entrepris dans cette région ont tous mis en évidence les problèmes de minéralisation des eaux. La variabilité de la minéralisation ne peut pas être attribuée entièrement à l'évaporation qui est sensiblement la même partout, un facteur régional, probablement lié aux formations géologiques contenant les nappes, effectivement de lithologie hétérogène, est à envisager.

II-2 Analyses des données existantes sur les aquifères de socle

Cette analyse des données sur les aquifères du socle de la région de l'Androy est faite à partir des données recueillies lors du projet « 150 forages dans le Sud de Madagascar » financé par l'UNICEF et réalisé en 1992 par le BRGM. Les données sur les profondeurs des forages, le débit à l'air-lift, l'épaisseur d'altération, la lithologie, la transmissivité, le niveau statique et la conductivité électrique de l'eau sont issues de la consultation des dossiers des forages. Les critères de l'implantation et de l'équipement d'un forage ont été décrits dans le rapport final du projet (BRGM, 1995).

Le projet 150 forages entrepris par l'UNICEF s'est déroulé essentiellement dans la zone cristalline de l'Androy (figure II-7). L'implantation des ouvrages s'est essentiellement basée sur des critères morphologiques et le repérage des linéaments à l'aide des photographies aériennes.

Un forage est déclaré positif s'il peut fournir un débit minimal de $0.5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ et une conductivité électrique des eaux ne dépassant pas $3000 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Les deux réservoirs d'altération et de fissures (mentionnés dans le chapitre 1, paragraphe II) sont présents dans le socle cristallin de la région de l'Androy. Les différents types de roches rencontrées sont les gneiss, les leptynites, les quartzites, les pyroxénites. Le problème de la minéralisation des eaux s'est aussi posé lors de la réalisation de ces forages. Sur 217 forages effectués, 64% sont équipés, 25% fournissent des eaux trop salées (la conductivité électrique maximale atteinte est de l'ordre de $30\,000 \mu\text{S cm}^{-1}$) et 11% sont peu productifs (BRGM, 1995).

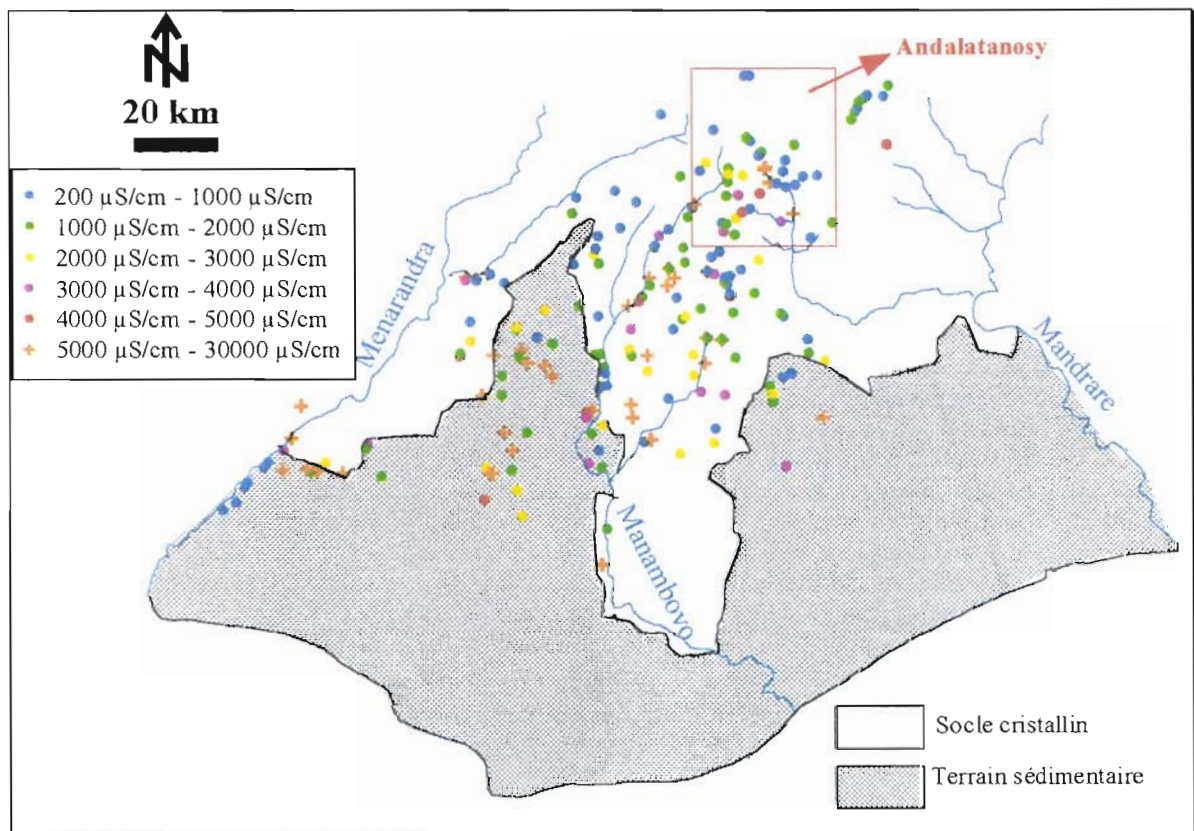


Figure II- 7: Répartition des forages et des conductivités électriques des eaux .

Description des données recueillies

Les ouvrages ont des profondeurs variant entre 10 m et 80 m. La profondeur atteinte est déterminée par le débit recherché et la conductivité électrique des eaux. Les profondeurs des forages équipés sont comprises entre 20 m et 50 m.

Sur 217 forages effectués, 180 forages ont atteint le socle fissuré – fracturé. L'épaisseur de l'altération est de 2 m à 45 m avec une épaisseur moyenne de l'ordre de 14 m.

Un débit supérieur à $10 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ a été observé sur quelques forages, mais pour la majorité des forages, le débit reste faible, inférieur à $3 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$.

Les valeurs de transmissivité déterminées par les pompages d'essai sont essentiellement comprises entre $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Malgré le critère de conductivité des eaux inférieure à $3000 \mu\text{S cm}^{-1}$, certains forages équipés présentent des conductivités des eaux dépassant légèrement cette limite après les pompages d'essai.

Les profondeurs des niveaux de l'eau dans les forages équipés varient entre 0.20 m et 40m. 85% des forages ont leurs niveaux statiques dans les dix premiers mètres, se trouvant dans les altérites même pour les forages où les premières venues d'eau ont été constatées dans la partie fissurée – fracturée du socle. Ceci met en évidence la mise en charge locale de l'aquifère profond et la non connectivité hydraulique locale des deux aquifères.

Comme le montre la figure II-7, une variabilité spatiale des conductivités électriques allant de $200 \mu\text{S cm}^{-1}$ à $30000 \mu\text{S cm}^{-1}$ a été constatée. Après cette brève description des données recueillies, nous allons procéder à une analyse multidimensionnelle pour comparer simultanément toutes ces données.

Analyse multidimensionnelle

Nous appliquons une analyse en composantes principales (ACP) avec rotation varimax sur les données de 111 forages équipés dans un espace de 6 variables constituées de la profondeur de l'ouvrage (PROF), de l'épaisseur d'altération (EPALT), de l'altitude des points de forage (ALT), de la conductivité électrique des eaux (COND), de la profondeur du niveau statique (NS), de la transmissivité (TRANS) et du débit (DEB).

L'ACP est un traitement statistique descriptif sans a priori d'un ensemble de données. Elle permet de résumer les informations et de mettre en évidence les corrélations en projetant les nuages de points sur les axes factoriels. Le premier axe factoriel F1 explique le plus grand pourcentage de la variance totale, le second F2 explique le plus grand pourcentage de la variance résiduelle. Nous ne reprenons pas ici la description mathématique de cette méthode d'analyse de données déjà exposée par de nombreux auteurs (Fenelon, 1981 ; Escofier *et* Pagès, 1998).

La contribution des variables DEB et TRANS est prépondérante dans la définition du premier facteur F1 (figure II-8). Ce premier axe factoriel montre une corrélation négative entre les débits (DEB) et les profondeurs des forages (PROF). Une fermeture des fractures en profondeur, diminuant ainsi les conductivités hydrauliques (Louis, 1974) pourra expliquer cette observation. Dans d'autres régions de socle, par exemple en Afrique de l'Ouest, une diminution en profondeur du nombre de venues d'eau a été signalée (CIEH, 1978).

Le deuxième facteur F2 est expliqué par les variables NS et COND et montre une corrélation positive entre ces deux variables. Plus le niveau d'eau est profond, plus la conductivité électrique est élevée. On constate aussi sur cet axe F2 une corrélation négative entre les conductivités (COND) des eaux et les altitudes des points de forages (ALT). Les forages se trouvant en altitudes élevées sont généralement à faible conductivité. La proximité de la recharge peut être invoquée pour cette constatation.

Les variables sont projetées dans le plan des deux premiers axes factoriels exprimant à eux deux 49.81% de la variance totale du nuage de points .

Dans ce plan factoriel (figure II-8), les épaisseurs d'altération ne contribuent pas à la définition des deux premiers axes factoriels et influent peu sur les autres paramètres. Ce fait n'est pas surprenant étant donné que l'eau a été fréquemment rencontrée dans les fissures et fractures. 72 forages parmi les 138 nouveaux forages équipés ont des crépines uniquement dans le socle fissuré – fracturé.

Les corrélations entre la profondeur des forages, le niveau statique et la conductivité électrique des eaux confirment les constatations citées dans le rapport du BRGM (1995) mentionnant que les forages à fortes conductivités électriques des eaux ont des profondeurs moyennes plus grandes que les forages à faibles minéralisation des eaux, les eaux très minéralisées sont rencontrées en profondeur.

Deux hypothèses pourraient expliquer ce fait : soit un phénomène de dissolution suivi d'un effet de différence de densité, l'eau à faible minéralisation flotte au dessus des eaux à forte minéralisation, soit une venue d'eau profonde salée. Nous aborderons les causes de ce phénomène de minéralisation des eaux dans le chapitre six consacré aux investigations géochimiques réalisées au cours de ce travail.

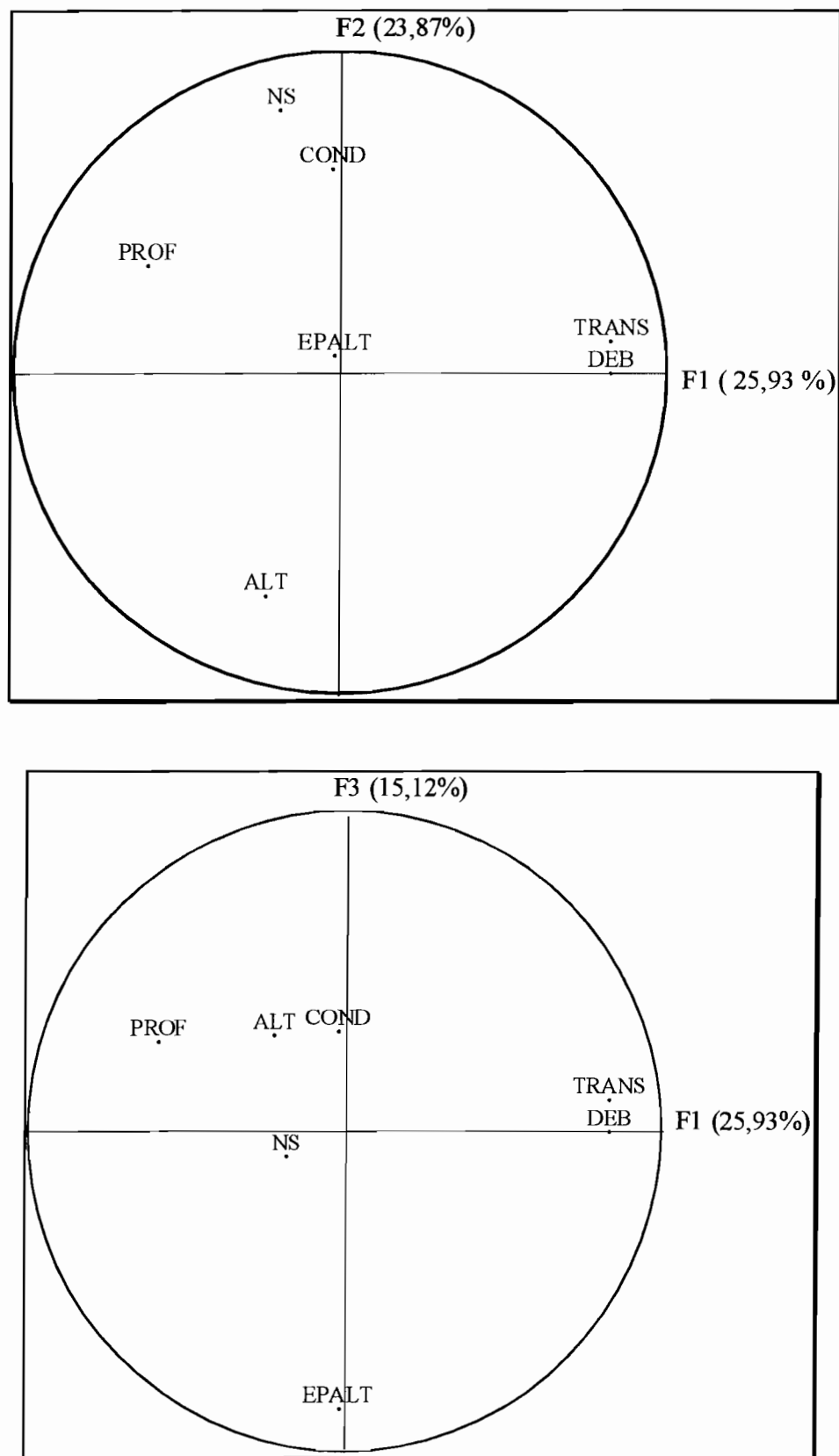


Figure II- 8 : Analyse en composantes principales des données sur les forages

III- CONCLUSION

La région de l'Androy souffre depuis longtemps de problèmes de ressources en eau tant sur la qualité que la quantité des eaux. Les connaissances sur l'hydrogéologie de cette région sont relativement réduites.

Sur 217 forages réalisés dans le cadre d'un projet hydraulique villageoise, 35% s'avèrent être des échecs attribués à des débits peu productifs et/ou à des eaux salées. Le dépouillement des données disponibles sur les forages montre une grande variabilité spatiale des conductivités électriques des eaux. L'eau a été fréquemment rencontrée dans les fissures et les fractures. Il ressort d'une analyse en composante principale réalisée sur l'ensemble des données que les forages se trouvant dans la zone amont de la région de l'Androy semblent être à faible conductivité électrique des eaux, et d'autre part, plus le niveau d'eau est profond, plus la conductivité électrique est élevée.

Ces résultats ne constituent qu'une tendance car le faible pourcentage de la variance dès le premier axe factoriel (25.93 %) indique qu'il y a d'autres paramètres n'ayant pas été pris en compte lors de cette analyse factorielle, mais qui interviennent et influent sur les variables. Ces paramètres pourront être : la nature lithologique des roches, les fracturations, la géomorphologie, les environnements locaux près des forages...

CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

I- INTRODUCTION

Comme nous l'avons décrit dans le chapitre précédent, les problèmes de ressources en eau touchent la région de l'Androy dans sa totalité. Face aux infrastructures routières locales et à l'étendue de la région de l'Androy qui est de l'ordre de 15.000 km², nous avons été contraints à focaliser notre zone d'étude à un secteur à superficie réduite. La région d'Andalatanosy se trouvant dans la partie amont du bassin de Manambovo a été retenue. Elle se situe dans une zone de recharge, des fortes variabilités spatiales des conductivités électriques des eaux y ont été aussi observées. Elles varient entre 200μS cm⁻¹ à 30000 μS cm⁻¹.

L'objectif de ce chapitre est, d'une part, une description du milieu physique et géologique du secteur à étudier et d'autre part, de trouver s'il existe des cohérences entre le contexte général de l'étude et la variabilité spatiale des conductivités électriques des eaux.

II- SITUATION GEOGRAPHIQUE ET MILIEU PHYSIQUE

Le secteur d'étude concerne la zone cristalline de l'Androy Manambovien dans la région d'Andalatanosy. D'une superficie d'environ 600 km², il se situe entre les fleuves de Manambovo et de Mandrare vers 24° 30S – 45° 30E (figure III-1). Il s'agit d'une zone pénéplanée au sein de laquelle émergent quelques reliefs résiduels de l'érosion.

Ce secteur se trouvant dans la partie septentrionale de l'Androy reçoit en moyenne environ 600 mm.an⁻¹ de précipitations. L'évapotranspiration potentielle est l'ordre de 1000 mm.an⁻¹.

On y retrouve les végétations épineuses caractéristiques de la région de l'Androy. Dans l'Ouest du secteur, prédomine une savane piquetée. A l'Est, la végétation est beaucoup plus dense et verte.

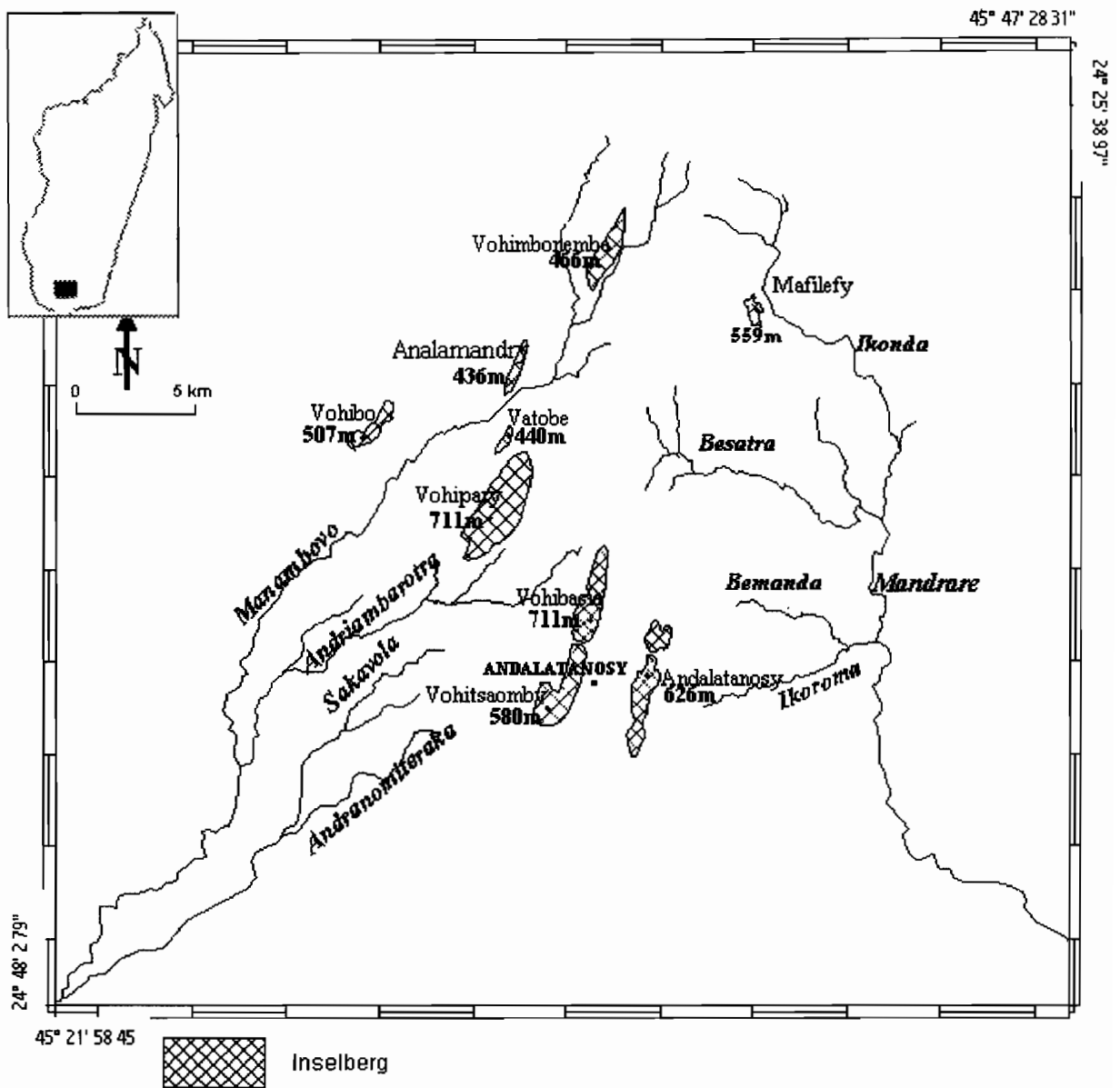


Figure III - 1 : Situation géographique et milieu physique de la région d'Andalatanosy

Dans la région d'Andalatanosy, les principaux réseaux hydrographiques sont constitués essentiellement par les affluents des deux fleuves Manambovo et Mandrare (figure III- 1). L'Ouest et le Nord Ouest de la zone d'étude font partie du bassin versant de Manambovo avec ses principaux affluents de la rive droite : Andriambarotra, Sakavola, Andranomiteraka. L'Est du secteur d'étude, traversé par les différentes rivières telles que l'Ikoroma, la Besatra, la Bemanda correspond au bassin versant de l'Ikonda, un affluent du Mandrare. Comme la plupart de tous les cours d'eau de l'extrême Sud de Madagascar, ces

rivières ne sont pas pérennes. Leurs écoulements n'ont eu lieu que pendant la saison des pluies entre janvier et mars.

III- GEOLOGIE

III-1 Lithologie et géologie structurale

Le secteur étudié appartient à la fois pour sa partie orientale et sa partie occidentale respectivement à la ceinture de Betroka et à celle de Bekily définies par Windley *et al.* (1994). La zone de cisaillement ductile orientée Nord-Sud séparant ces deux ceintures traverse le cœur de la zone à étudier et limite ainsi deux provinces que nous désignerons par la suite, les parties orientale et occidentale de notre région d'étude. Ces deux provinces sont à caractères structuraux et minéralogiques différents. Sur la figure III-2, Lautel (1958) et Noizet (1954) définissent la limite de ces deux provinces en terme de discordance.

Si dans la partie orientale, les structures sont allongées suivant une direction sub-méridienne et à pendages verticaux, des structures tournantes autour des massifs granitiques et des structures orientées Nord Nord Est avec des pendages voisins de 45° dominant la partie occidentale.

Les roches dans cette zone appartiennent toutes au métamorphisme de haut grade allant du faciès des amphibolites jusqu'au faciès extrême des granulites, y compris des migmatites. L'âge des formations constitutives du secteur serait d'environ 1 200 Ma. La lithologie du socle est formée principalement par des gneiss, des leptynites, des quartzites et des pyroxénites. La série est à dominante paragneissique dérivant des séries calco-magnésiennes avec un niveau important de sédiments silico-alumineux pour la partie orientale. Dans la partie occidentale, elle dérive des sédiments silico-alumineux calcaïques et carbonés (Noizet, 1954).

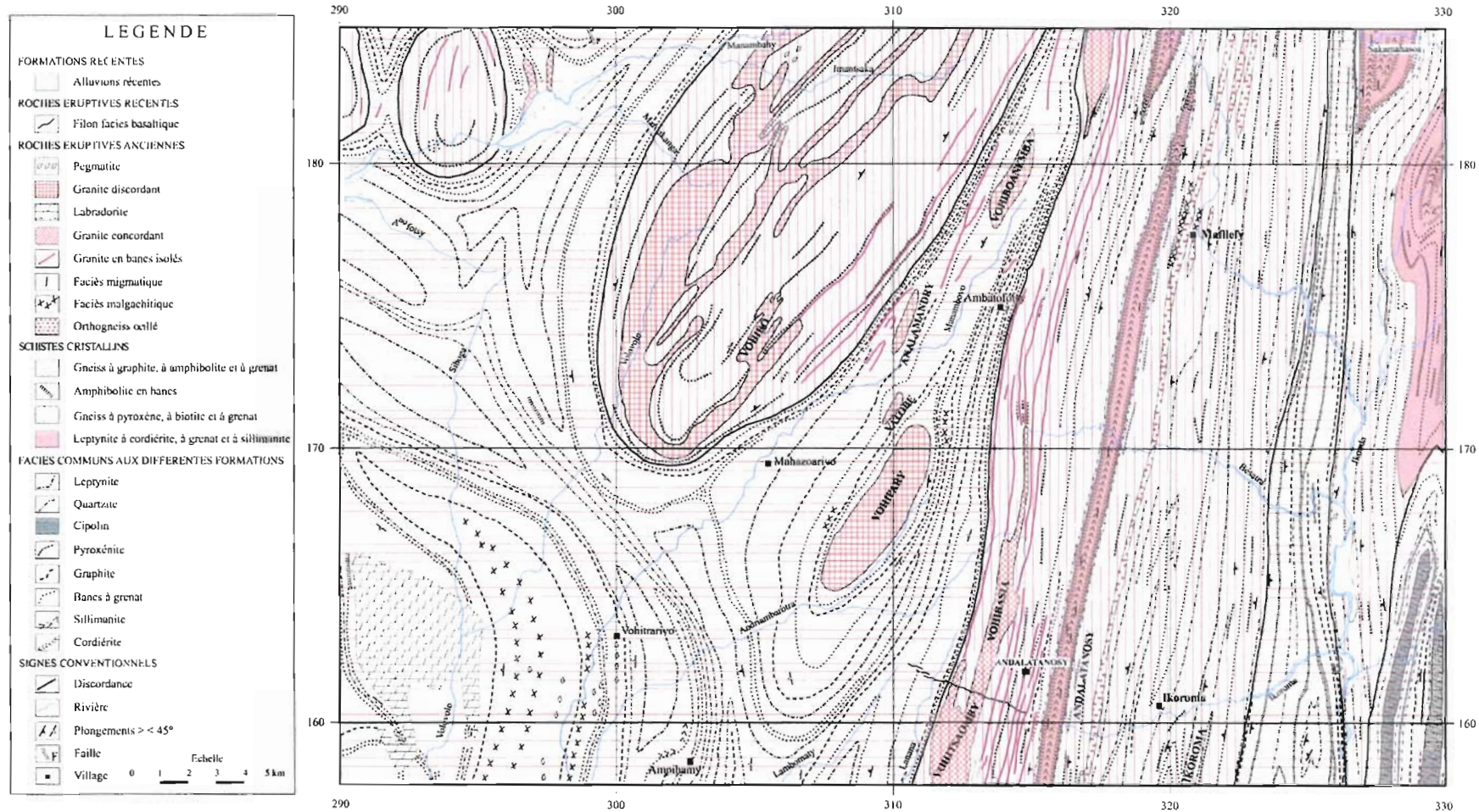


Figure III-2: Contexte géologique de la région d'Andalatanosy (d'après Lautel, 1958; Noizet, 1954; modifiés)

Comme roche éruptive, le secteur contient un massif de gabbro qui est une labradorite à hypersthène à structure cataclastique et aussi des massifs granitiques de type discordant ou concordant. Les compositions pétrographiques de ces deux types de granites sont peu différentes.

Des granites concordants caractérisés par une granitisation dans le sens de la schistosité des couches se sont insérés dans le secteur. Leur morphologie est celle de bancs réguliers allongés dans les gneiss environnants. Les reliefs de Vohibasia, de Vohibo et d'Andalatanosy appartiennent à ce type de granite. Contrairement aux granites précédents, des granites discordants de forme plus ou moins ovale sont aussi présents dans la zone d'étude. Le massif de Vohipary qui domine la région illustre bien ce type de granite. On cite aussi le Vohiboanemba, le Vatobe et l'Analamandry.

Si la morphologie de ces deux types de granites est différente, leur composition pétrographique est par contre assez semblable. D'après Lautel (1958), les observations au microscope ont montré 40% de microcline, 30% de quartz, 30% de plagioclases en voie de disparition pour le granite discordant de Vohipary. Pour le granite concordant de Vohibasia, il a trouvé 50 % de microcline, 30% de quartz et 15% d'oligoclase en voie de disparition.

III-2 Minéralisations

La phlogopite, pôle magnésien de la série des micas ($K(Mg,Fe)_3AlSi_3O_{10}(OH,F)$) constitue l'essentiel de la minéralisation dans cette région. Elle se trouve très souvent dans les pyroxénites. Les différents types de pyroxénites qu'on peut rencontrer dans ce secteur sont les pyroxénites feldspathiques, pyroxénites werneritiques, pyroxénites à spinelle. La phlogopite a été exploitée dans différents gisements (figure III-3) tels qu'à Mafiefy, à Ikoromatoby et à Behena dans l'Est du secteur, à Imantsaka, à Mikoboka, à Marosaraka dans l'Ouest du secteur.

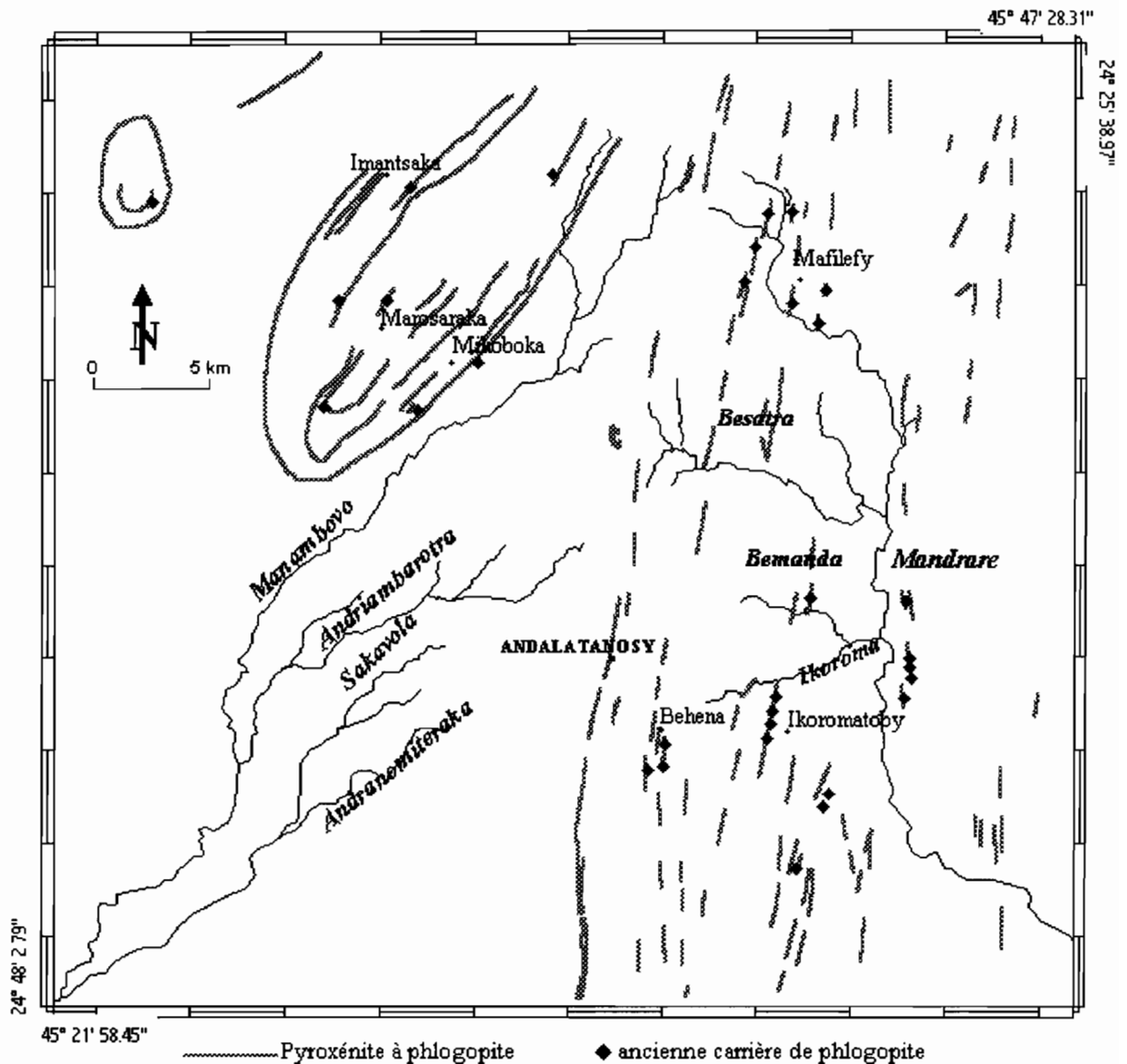


Figure III - 3 : Anciennes exploitations de gisements de phlogopite

Dans cette partie occidentale, on note aussi la présence de minéraux de graphite dans les gneiss et la rareté des minéraux du métamorphisme tels que la sillimanite et la cordiérite. La faible épaisseur d'altération et le manque d'eau ont été évoqués comme la cause de l'absence de la mise en exploitation des graphites dans ce secteur (Lautel, 1958). Dans la partie orientale, le graphite n'est pas totalement absent, il a été observé dans les faciès de marbre (carbonates métamorphiques). Les cipolins renferment surtout des humites et quelques spinelles.

Des minéraux tels que la biotite, le grenat, le quartz, le pyroxène, l'amphibole, le plagioclase, le feldspath-potassique et accessoirement l'épidote, l'apatite, l'ilménite, le zircon, la myrméckite, la tourmaline et des minéraux opaques ont été identifiés en lames minces sur des échantillons de gneiss granulitiques que nous avons prélevés dans le cadre de ce travail.

III-3 Altérations

Comparée aux hautes terres du centre du pays, l'altération superficielle du socle dans la zone étudiée reste à un stade peu avancé avec en particulier kaolinisation des feldspaths, sans formations de latérite (Lautel, 1958).

Comme le montre la figure III-4, les épaisseurs d'altération dans la région d'Andalatanosy se répartissent essentiellement entre 15 m et 20 m. Parmi les cinquante six ouvrages ayant traversé toute la hauteur des altérites, 73% ont des épaisseurs inférieures à 15 m. Pour les granites, l'altération se présente sous forme de blocs d'éboulés et de blocs plus petits.

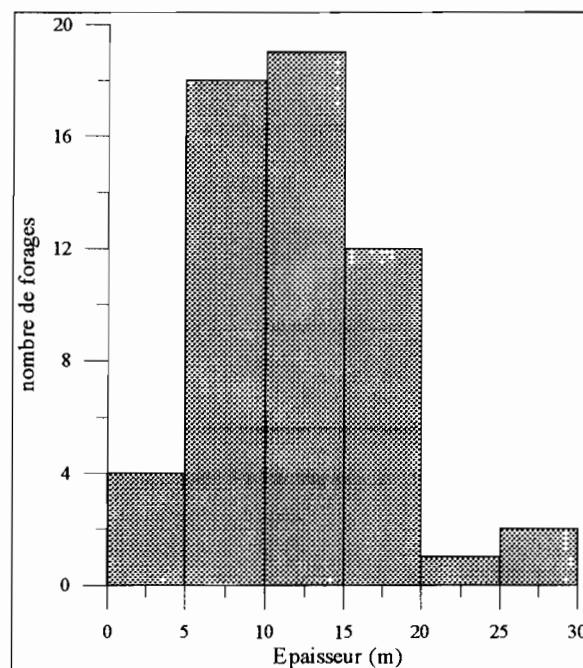


Figure III - 4 : Répartition des épaisseurs d'altération des forages

IV- GEOMORPHOLOGIE

L'orientation générale des reliefs reflète une profonde influence de la structuration des roches. Ainsi, les reliefs à l'Est sont systématiquement orientés N-S. A l'Ouest, les orientations dominantes sont plutôt NNE – SSW.

Dans ce secteur d'étude, les lignes de reliefs sont dues (Noizet, 1954) :

- à des alignements granitiques (Andalatanosy, Mafiefy) ;
- à des alignements migmatitiques (Iantsisitra).

Les principaux sommets sont : Vohibasias (711 m), Vohipary (711 m), Vohitsaomby (580 m), Vohibo (507 m), Vohibonemba (466 m) à l'Ouest ; et Andalatanosy (626 m), Massif de Mafiefy (559 m) à l'Ouest (*cf.* figure III-1).

La pénéplaine présente une altitude moyenne de 350 m. L'altitude moyenne est généralement plus élevée au Nord (400 m vers Mafiefy), qu'au Sud (300 m vers Ikoroma, Ampihamy et Modohoika bas).

V- ANALYSES DES DONNEES EXISTANTES

Cinquante huit forages positifs et négatifs faisant partie du programme d'hydraulique villageoise financé par l'UNICEF a été effectuée dans ce secteur. Ces forages sont repartis dans des villages ayant une population estimée, comprise entre 100 et 300 habitants.

Parmi ces forages, une trentaine des forages équipés ont été retenus dans le cadre de cette étude. Les valeurs des conductivités électriques des eaux de ces trente forages au début de leur implantation ainsi que les conductivités électriques relevées par la Direction de l'eau jusqu'en 1998, début de notre étude, sont représentées sur la figure III-5.

De cette figure III-5, on constate que des variations notables de conductivité électrique des eaux sont observées pour les forages à conductivité électrique élevée dès leur implantation. Au contraire, la plupart des forages ayant des conductivités électriques inférieures à $1000 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ sont restés dans cette gamme de valeurs.

D'après le tableau III-1 présentant une fiche descriptive de chaque forage établie à partir des informations que nous avons pu recueillir, on s'aperçoit que l'essentiel des venues d'eau est issu de la partie fissurée et fracturée du socle cristallin. Pour la majorité des forages, elles sont situées entre 10 m et 20 m.

Les valeurs de transmissivité sont comprises entre $6.10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $5.10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ dans cette région de socle cristallin composé essentiellement par des gneiss, des quartzites, des leptynites et pyroxénites. Elles ne sont pas différentes de celles obtenues dans d'autres régions de socle cristallin citées dans CIEH (1978) que nous reportons dans le tableau III-2.

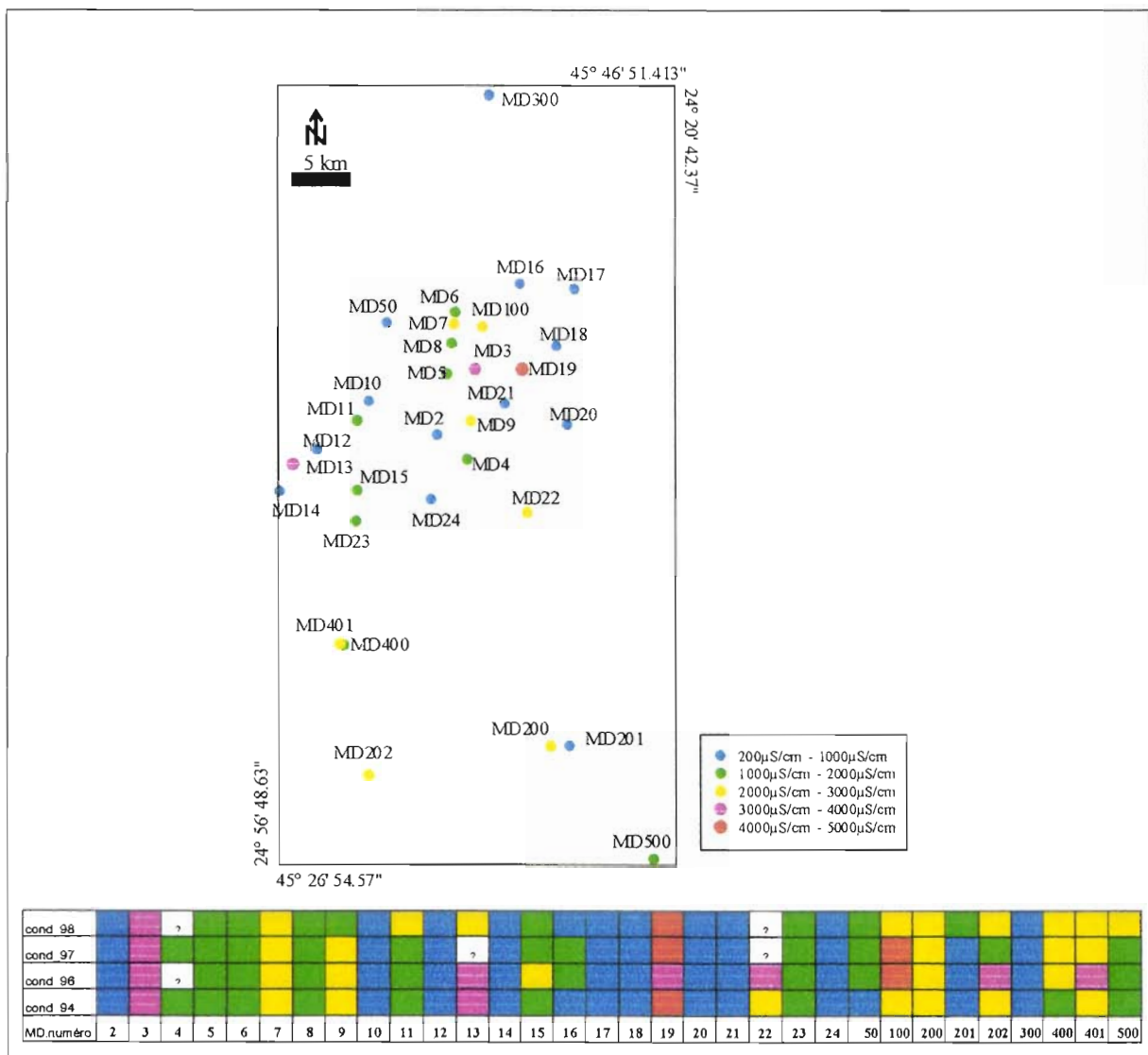


Figure III - 5: Valeurs des conductivités électriques des eaux au début de l'implantation des forages en 1994 et leurs variations au cours du temps

Chapitre 3
CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

Villages	Identification	Venues d'eau - Q_c	Faciès	EP (m)	NS (m)	CE ($\mu S.cm^{-1}$)	T (m^2/s)
Bekopiky	MD2	9.60m=0.5m ³ /h 11.10m= 2.7m³/h	L	8.8	0.2	270	1.70E-05
Andalakaolo	MD3	31.74m = 0.4 m ³ /h 54.49m = 0.7 m³/h	Q	12.7	5.15	3200	2.60E-06
Lahimanara	MD4	4.5m = humidité 14.55m = 1.6m³/h	Q	11.25	1.31	1800	1.40E-05
Ambatomasy	MD5	9.70m = 1.4m ³ /h 15.65m = 4.5m³/h	L	11.25	3.3	1520	1.60E-04
Antsaha avaratra	MD6	15.80m = 0.7 m ³ /h 18.85m = 2.8 m³/h	L	16	9.9	1390	3.00E-04
Ifanombike	MD7	8.39m = humidité 10.34m = humidité 12.89m = humidité 13.34m = 0.7m ³ /h 15.69m = 0.8m ³ /h 16.89m = 0.9m ³ /h 25.34m = 1.0m³/h 28.80m = 1.1m³/h	L	11.6	12.9	2000	?
Ambatofotsy	MD8	36.01 m = 2.0 m ³ /h 39.81m = 9.0 m³/h	Q	28.66	9.02	1500	3.70E-05
Akondria ambony	MD9	10.85m = 0.7m ³ /h 31.81m = 1.1m³/h	L	17.11	1.53	2800	1.70E-05
Manolodroa	MD10	10.78m = 0.2 m ³ /h 14.79m = 0.7 m ³ /h 15.59m = 1.0 m ³ /h 16.20m = 2.0 m ³ /h 19.00m = 2.2 m ³ /h 23.90m = 2.5 m³/h	L	9.28	6.92	600	3.40E-04
Mahazoarivo	MD11	?	L	13.03	1.63	1500	2.70E-05
Modohoika ambony	MD12	12.23m = 1.5m³/h	L/Q/ G	10.58	6.22	680	2.00E-05
Modohoika ambany	MD13	5.45m = humidité 11.50m = 0.2m ³ /h 11.90m = 0.6m ³ /h 18.10m = 3.2m³/h	L	12.5	3.93	3000	9.00E-05
Vohitrarivo	MD14	5m = 1.6m ³ /h 13.90m = 6.0m ³ /h 20.08m = 9.0m³/h	G	15.84	3.05	640	1.10E-05
Anjahampito	MD15	10.00m = humidité 12.50m = 0.8 m ³ /h 22.12m = 1.3 m³/h	Q L	13.27	5.92	1780	6.50E-05
Ampanamperandrosy	MD16	15.06 m = 4.0 m ³ /h 17.96m = 6.0 m ³ /h 22.50m = 9.0 m³/h	Q	13.1	6.93	800	2.00E-04
Besatra	MD17	10.03m = 0.5 m³/h	L	13.53	1.97	750	3.00E-05
Antanafianampela	MD18	6.08m = 0.3 m ³ /h 7.08m = 0.4 m ³ /h 9.08m = 1.4 m³/h	L/Q/ G	11.18	1.88	704	1.80E-04
Anjatelo	MD19	17.34m = 3.5 m ³ /h 20.00m = 4.9 m³/h	Q	13.64	4.01	4300	2.10E-05
Ankafoja	MD20	20.90m = 1 m ³ /h 21.50m = 2.5 m ³ /h 24.00 = 3.8 m³/h	G	15.6	9.6	600	1.60E-04
Dasotsy	MD21	12.46m = 2.2m ³ /h 17.11 m = 2.7m³/h	Q	10.6	2.81	640	4.10E-04

Chapitre 3
CONTEXTE GENERAL DE LA ZONE D'ETUDE

Ikoroma	MD22	20.23m = 1.6 m ³ /h 21.93m = 10.0 m³/h	G	8.98	2.88	2500	3.10E-05
Andemby	MD23	31m = 1.1 m³/h	L	13.5	1.13	1300	5.50E-05
Vohitsanomby	MD24	?	L	9.28	1.69	700	2.10E-04
Morafeno	MD50	7.60m = 1.0m ³ /h 7.86m = 1.9 m ³ /h 9.96m = 2.0 m ³ /h 10.40m = 2.8 m ³ /h 12.20m = 3.2 m³/h	Q	7.76	2.62	900	1.50E-04
Andalipito	MD100	?	G	17	10.67	2700	2.00E-05
Ampozy	MD201	27.34m = 1.0 m ³ /h 29.54m = 2.4 m ³ /h 30.04m = 2.5 m³/h	L	12.67	8.13	2270	2.00E-04
Anjakamba ambany	MD202	14.60m = 0.2 m ³ /h 23.30m = 0.4 m ³ /h 27.30m = 1.0 m³/h	G	16.6	6.79	630	6.60E-06
Bevoay	MD300	39.11m = 6.5 m³/h	G	30.5	5.2	2800	1.70E-05
Antsakomiary	MD400	9.90m = humidité 12.30m = 4.5 m ³ /h 15.70m = 9.0 m³/h	L	12.8	4.75	640	5.10E-04
Ankara andindo	MD401	13.50m = 1.3 m ³ /h 15.90m = 4.1 m³/h	G	10.15	4.17	1800	4.80E-04

Tableau III- 1: Fiche descriptive des forages étudiés

EP : épaisseur d'altération ; NS : niveau statique de l'eau par rapport au sol (m) ;

CE : conductivité électriques des eaux ($\mu\text{S cm}^{-1}$) ; T : Transmissivité ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)

L : leptynite ; G : gneiss ; Q : quartzite

* : Les forages à Ampozy (MD200) et à Manave (MD500) sont des forages réhabilités, leurs caractéristiques ne sont pas figurées dans le dossier des 150 forages de l'UNICEF.

Lieux	Roches	Transmissivité ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
Côte d'Ivoire	Schiste	$6 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-5}$
Burkina fasso	Granite	$7 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$
	Gneiss	$2 \cdot 10^{-4}$
	Schiste	$4 \cdot 10^{-6} - 10^{-4}$
	Roche verte	$4 \cdot 10^{-6}$
Togo	Granito-gneiss	$1.4 \cdot 10^{-5} - 3.6 \cdot 10^{-4}$
Brésil	Joints	$3 \cdot 10^{-6} - 8 \cdot 10^{-5}$
	Faïlle	$1.4 \cdot 10^{-4}$

**Tableau III- 2 : Exemples de valeurs de transmissivité
(d'après CIEH, 1978)**

V-1 Relation entre les paramètres hydrodynamiques des aquifères et les conductivités électriques des eaux

La figure III-6 illustrant la relation entre la transmissivité, le débit cumulé des premières venues d'eau et les conductivités électriques des eaux a mis en évidence un comportement différent du couple transmissivité – débit cumulé suivant la nature de la couverture d'altérites. Ainsi, une augmentation de la transmissivité est observée en fonction du débit cumulé des premières venues d'eau pour les forages où les altérites sont de nature sableuse, quartzeuses (grossières) et moins argileuse. La transmissivité reste faible pour les forages à couverture plus argileuse même si des forts débits ont été observés ($Q_c = 10 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$).

On constate que la conductivité électrique de l'eau n'est pas un critère déterminant dans cette discrimination, quoique de fortes conductivités électriques des eaux semblent être observées pour les forages à faible transmissivité.

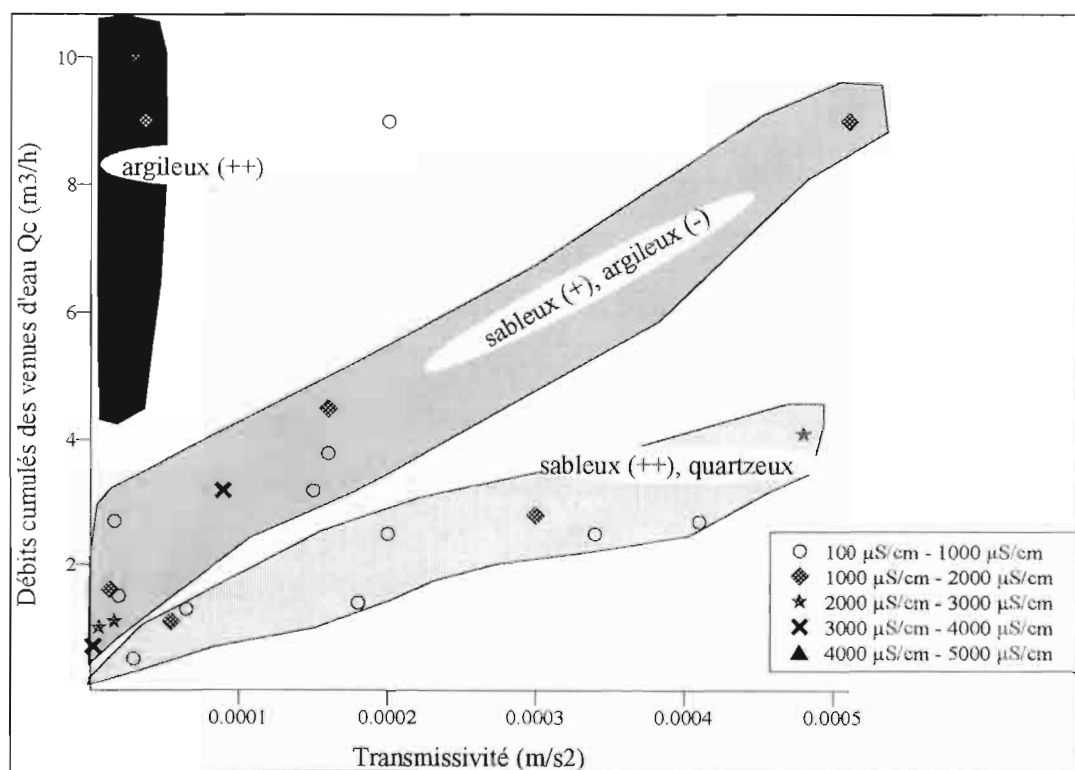


Figure III - 6 : Relation entre les transmissivités, les débits et les conductivités des eaux

V-2 Relation entre les paramètres des forages, le contexte morphologique et les conductivités électriques des eaux

Pour cette étude, nous avons procédé à une analyse statistique multidimensionnelle sur les paramètres des forages (altitude, débit, épaisseur, nature de l'altération : sable, argile, sable-argileux, grossier), le contexte morphologique des forages sur un talweg (sommet, haut des versants, moyen versants, bas des versants, bas fonds), et les conductivités électriques des eaux. Nous mentionnons que ce positionnement sur un talweg a été identifié à partir des photographies aériennes.

Cette analyse est faite par la mise en œuvre conjointe d'une analyse en correspondance multiple (ACM) et d'une classification hiérarchique (CAH). L'ACM est une méthode d'analyse qui permet de comparer les variables quantitatives et les variables qualitatives. Ces dernières ne participent pas aux calculs des axes factoriels, ce sont des variables supplémentaires qui seront ensuite projetées sur les axes factoriels afin de voir l'existence ou non des tendances générales. Par rapport à l'ACP, l'ACM peut mettre en évidence des relations non-linéaires entre les variables. Dans notre démarche, l'ACM nous sert d'un filtre qui élimine les dimensions de très faibles inerties assimilés à des bruits.

Dans la pratique, les variables utilisées en ACM sont des variables quantitatives qui sont transformées en variables disjonctives complètes. Ce recodage permet de rendre homogène les données contenant des variables qualitative et quantitative et il ne doit pas déformer les informations. Sur la base des histogrammes de répartition des variables dans des intervalles fins (dix intervalles), le recodage des données consiste à les répartir dans des intervalles de même effectif. Cette procédure permet d'éviter un effet perturbateur dû au nombre d'effectifs d'une classe. Les bornes retenues définissant chaque intervalle des variables quantitatives sont représentés sur le tableau III – 3.

Variable	Sigle	Nombre de classe	Bornes	Unité
Conductivité électrique des eaux	CE	3	270 1000 2000 17000	$\mu\text{S cm}^{-1}$
Débit	Q _c	4	0.05 1 2 4 10	$\text{m}^3 \text{h}^{-1}$
Epaisseur d'altération	E	3	2.6 10 13.5 28.6	m
Altitude	Alt	4	310 350 390 400 450	M

Tableau III- 3: Bornes de chaque intervalle quantitatif pour le recodage des données

Les résultats de la classification hiérarchique appliquée sur les paramètres de forages, sur la description morphologique et les conductivités électriques sont illustrés sur la figure III-7.

La lecture de cet arbre est identique à celle d'un arbre généalogique. Sur l'axe horizontal sont reportés les inerties entre les variables qui sont d'autant plus faible que le lien entre les variables est fort.

Il ressort de ces résultats les correspondances suivantes entre les paramètres des forages, le positionnement morphologique et les conductivités électriques :

- les forages à fortes conductivités électriques des eaux sont associés à des faibles débits. Ces forages ont tendance à se trouver dans un contexte de sommet de talweg (plateau) ou dans des bas fonds. Une altération de type argileux et aussi des faibles épaisseurs d'altération sont observées en ces forages. Ces forages sont rencontrés dans des zones à basses altitudes.
- les eaux à faibles conductivités électriques sont implantés sur les hauts versants ou à mi-pente d'un talweg. Ces forages se trouvent dans des zones en amont (hautes altitudes), avec des débits élevés associés à un fort développement des épaisseurs d'altération. Ces altérations peuvent être de type sablo-argileux ou grossier.

- les eaux à conductivité électrique intermédiaire comprise entre $1000 \mu\text{S cm}^{-1}$ et $2000 \mu\text{S cm}^{-1}$ sont observées sur des forages implantés sur les bas des versants, avec une altération plus sableuse. Les débits sont compris entre 1 à $2 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ associés à une épaisseur altération de l'ordre de 10 m . Ces forages peuvent être rencontrés dans des basses altitudes ou des altitudes élevées.

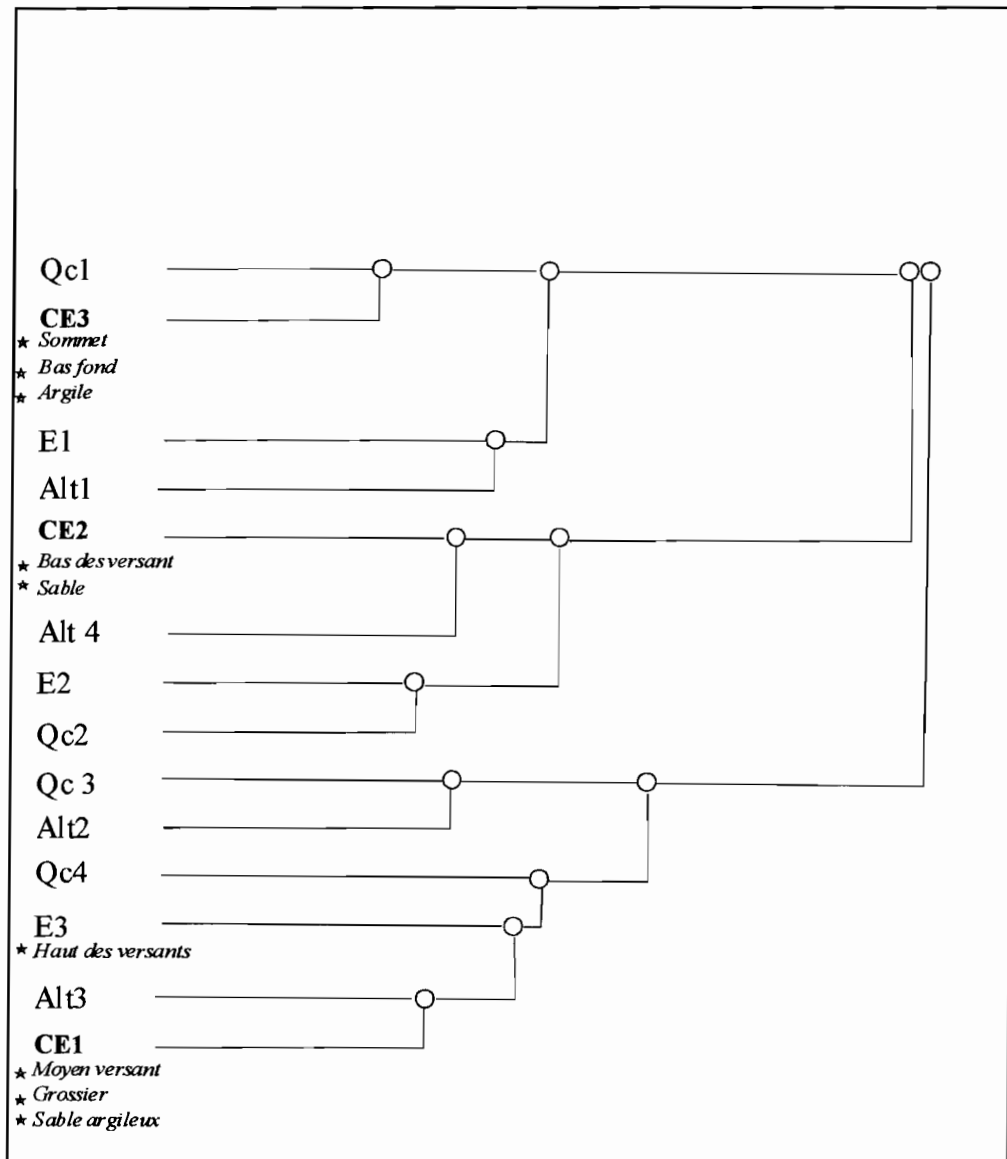


Figure III - 7 : Classification des paramètres des forages et leurs contextes morphologiques.

CE : conductivité électrique ($\mu\text{S cm}^{-1}$) ; E : épaisseur des altérations (m) ;
 Alt : altitude (m) ; Qc : débit cumulé des venues d'eau ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$)

VI- CONCLUSION

La région d'Andalatanosy est formée par un socle métamorphique allant du faciès amphibolite jusqu'au faciès des granulites. La lithologie du socle est caractérisée par des gneiss, leptynites, quartzites et pyroxénites.

Le contexte climatique de type semi-aride régnant sur l'ensemble du Sud de Madagascar, y compris la région d'Andalatanosy, semble ne pas être le seul facteur explicatif de la forte variabilité spatiale de la conductivité électrique des eaux constatée dans le secteur.

Depuis leur implantation, une augmentation des fortes conductivités électriques des eaux a été observée mais par contre, les forages à conductivité électrique inférieure à $1000 \mu\text{S}.\text{cm}^{-1}$ sont restés dans cette gamme de valeur.

Le contexte géologique très hétérogène rend difficile la mise en évidence d'une corrélation nette entre les formations géologiques (exemple la nature de la couverture d'altération), les paramètres des aquifères (débit, transmissivité) et la conductivité électrique des eaux rencontrées dans les forages. Quelques tendances et corrélations ont été esquissées mais restent non déterminantes.

Les conductivités électriques des eaux semblent être liées au contexte morphologique de l'implantation des forages et aux débits. Les forages implantés sur le sommet d'un thalweg et dans les bas fonds sont plutôt à conductivités électriques des eaux élevées, associés à des faibles débits.

Dans la suite nous nous intéresserons à l'étude des fractures ayant affecté le socle dans le but d'appréhender leur rôle dans l'explication de la variabilité spatiale des conductivités électriques des eaux.

ETUDE DE LA FRACTURATION

En zone de socle, l'identification des réseaux de discontinuité structurale s'avère indispensable car ils contrôlent la géométrie et l'hydrodynamique des milieux aquifères (Lloyd, 1999). Nous avons réalisé l'étude de la fracturation de la zone étudiée dans le but de mieux appréhender la circulation des eaux.

I- LES DONNEES DISPONIBLES

Pour cette étude de la fracturation, nous disposons :

- des cartes topographiques au 1/100.000, seule échelle disponible sur la zone ;
- un jeu de photographies aériennes correspondant aux missions des années 1949 et 1950 dont les échelles respectives sont 1/40.000 et 1/50.000 ;
- une image numérique SPOT4 XS, scène KJ : 168-399 du 03 avril 1999. On rappelle que pour ce type d'image, la résolution spatiale est de 20m, les bandes spectrales sont de : 0.50 μm – 0.59 μm ; 0.61 μm – 0.68 μm ; 0.79 μm – 0.89 μm et de 1.58 μm – 1.75 μm .

II- METHODOLOGIE

Cette étude a été menée par trois approches différentes et complémentaires : une analyse morphostructurale, une détermination des alignements par photo-interprétation et enfin une analyses des images satellitaires.

II-1 Analyse morphostructurale

L'étude des formes du réseau de drainage en relation avec les structures géologiques, notamment les réseaux de fracturation, a été abordée par de La Noé et de Margerie (1888), Campbell (1896) dès le XIX^{ème} siècle.

Cette analyse morphostructurale s'appuie sur la détermination des anomalies affectant le réseau hydrographique. On désigne par « anomalie du réseau de drainage » toutes discontinuités modifiant l'écoulement d'un cours d'eau le long de la plus grande pente joignant un point en amont et un point en aval (Deroin et Deffontaines, 1995).

Ces anomalies de drainages peuvent être expliquées par des facteurs internes (lithologie, structurale) et par des facteurs externes (climat, végétation et impacts anthropiques).

- La lithologie, par la nature des roches et leurs caractéristiques physico-chimiques (dureté, perméabilité, porosité, sensibilité à la dissolution...) transparait dans la morphologie.
- La structure (failles, diaclases, chevauchements, surrections, plis...) modifie aussi la topographie et par conséquent influe considérablement sur le réseau hydrographique.
- Le climat, par les résultats de la succession des saisons, du gradient pluviométrique et du paléoclimat, intervient sur la morphologie.
- La végétation influe sur le relief en limitant l'érosion.
- Les activités humaines, par la déforestation, par les aménagements urbains et par les aménagements des rivières (Nir, 1983) modifient le réseau de drainage.

On note que ces différentes actions peuvent très bien interférer. Pour une étude détaillée sur la méthodologie morphostructurale, on pourra se référer aux travaux de Deffontaines (1990) et de Deffontaines et Chorowicz (1991).

L'analyse morphostructurale basée uniquement sur l'analyse des cours d'eau est incomplète car elle ne tient pas compte des interfluves (Deffontaines, 1990). Elle peut être complétée par l'analyse des interfluves grâce aux cartes topographiques ou encore grâce aux photographies aériennes ou images satellitaires ou par l'analyse des réseaux de talwegs. Inversement, cette méthode est un guide pour une interprétation de l'orographie, des photographies aériennes ou des images satellitaires.

II-2 Analyse des images satellitaires et des photographies aériennes

Les réseaux des alignements témoins des discontinuités naturelles du socle peuvent être cartographiés à partir des images satellitaires et des photographies aériennes.

Sur le terrain, ces alignements peuvent être associés à des failles, des fractures, des contacts géologiques, à des zones de cisaillements ou à des alignements de végétation ou du réseau hydrographique. Cette analyse des images satellitaires et des photographies aériennes permet ainsi un inventaire rapide et aisé du réseau de fractures et complétera les analyses morphostructurales.

III- RESULTATS

III-1 Carte des tracés de talwegs

A partir de la carte topographique, nous avons extrait manuellement et numérisé les tracés des talwegs. Le réseau des cours d'eau pérennes et intermittents a été retenu et illustré sur la figure IV-1.

L'examen de ce tracé montre que dans la partie Sud Ouest, le réseau hydrographique est relativement dense et annulaire. Cette observation s'explique par l'absence de relief bien marqué dans ce secteur, et par une structure de bassin. La faible densité de végétation dans ce secteur est en accord avec un fort développement du ruissellement.

Dans le secteur Est, l'allure du réseau de drainage recoupant les formations géologiques subméridienne indique la présence de structures tectoniques (fractures, failles...) et un drainage vers le fleuve de Mandrare. La couverture de végétation relativement plus dense que dans le secteur Est engendre une prépondérance de l'infiltration.

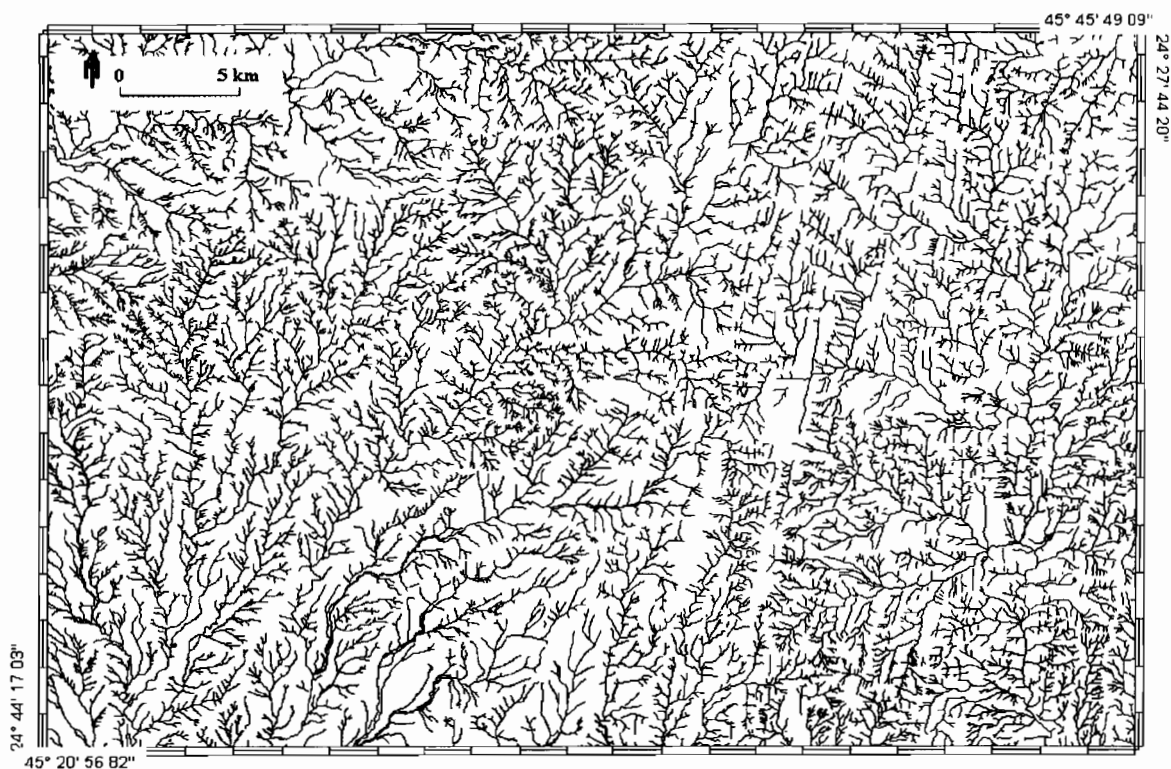


Figure IV - 1 : Tracé du réseau des talwegs

III-2 Carte des anomalies du réseau hydrographique

A partir de la carte du tracé des talwegs, nous avons pu identifier 2877 perturbations ou discontinuités ayant affecté l'écoulement des réseaux de drainage. Ces anomalies représentées sur la figure IV-2 ont essentiellement des origines structurale et lithologique.

L'analyse de la carte des anomalies du réseau de drainage nous permet de distinguer trois secteurs subhomogènes différents dont les rosaces de répartition des linéaments par classe d'orientation de 10° sont illustrées sur la figure IV-2.

- La partie à l'Est d'Andalatanosy (secteur 1) est caractérisée par une nette dominance des discontinuités subméridiennes orientées N000 – N030 identiques à la direction de schistosité dans ce secteur. Ces anomalies sont donc interprétées principalement par des alternances lithologiques liées à la schistosité des roches métamorphiques.

- La partie Sud Ouest (secteur 2), drainée par la rivière Volovolo, présente une rosace directionnelle en forme d'éventail : aucune direction majeure prédominante n'apparaît. Quoique la nature lithologique prédomine due à la présence de labradorite, quelques anomalies d'origine structurale sont aussi constatées.
- La partie Nord Ouest Mikoboka (secteur 3) : la présence du batholite de Vohibo influe sur la direction des anomalies. La rosace directionnelle distingue deux familles de direction : N000 – N060 et N110 – N170 qui correspondent à la nature lithologique et à la fracturation.

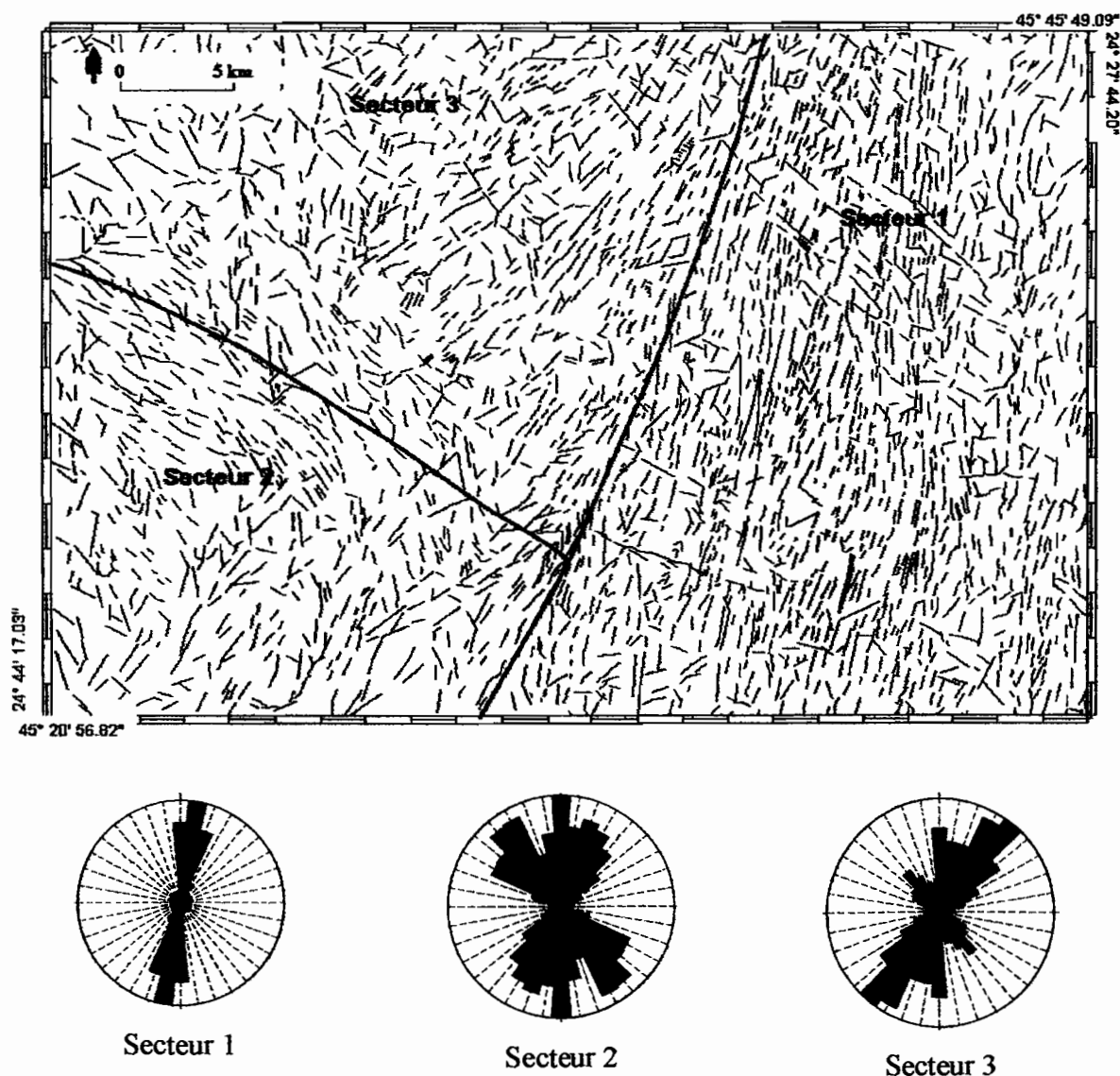


Figure IV - 2 : Anomalies du réseau de drainage

En superposant la carte géologique à cette carte des anomalies de drainage, nous avons relevé manuellement et numérisé les anomalies qui sont obliques à la schistosité . Ces anomalies présentent une origine structurale (failles, diaclases, structures...), elles ne sont pas différenciées par la méthode. Nous avons ainsi dressé sur la figure IV-3 la carte des anomalies du réseau de drainage d'origine structurale.

De cette carte, trois directions structurales se distinguent :

- les directions N120 – N150 correspondant à la direction des dykes prédominant ;
- une famille de direction entre N020 – N080 a été aussi notée ;
- la direction subméridienne N000 n'est pas totalement absente.

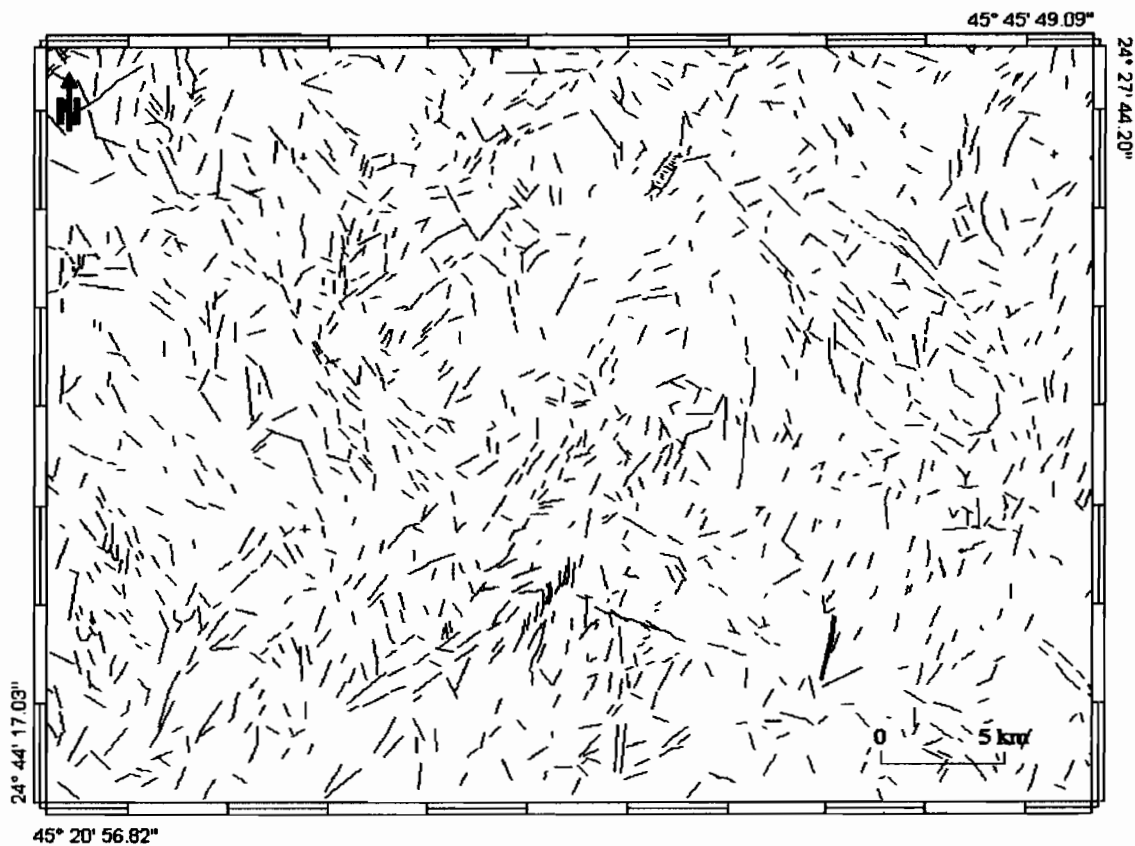


Figure IV - 3: Anomalies du réseau de drainage d'origine structurale

III-3 Analyse des photographies aériennes

Les photographies aériennes ont été interprétées en stéréoscopie et assemblées en mosaïque.

La figure IV-4 présente la carte linéamentaire tracée à partir de l'interprétation des photographies aériennes.

Les directions principales de la distribution linéamentaire sont :

- N000 – N020 ;
- N040 – N070 ;
- N110 – N150 ;

Ces directions ont toutes été reconnues par l'analyse des anomalies du réseau de drainage.

Toutefois, les photographies aériennes ont révélé la présence de fractures orientées E-W.

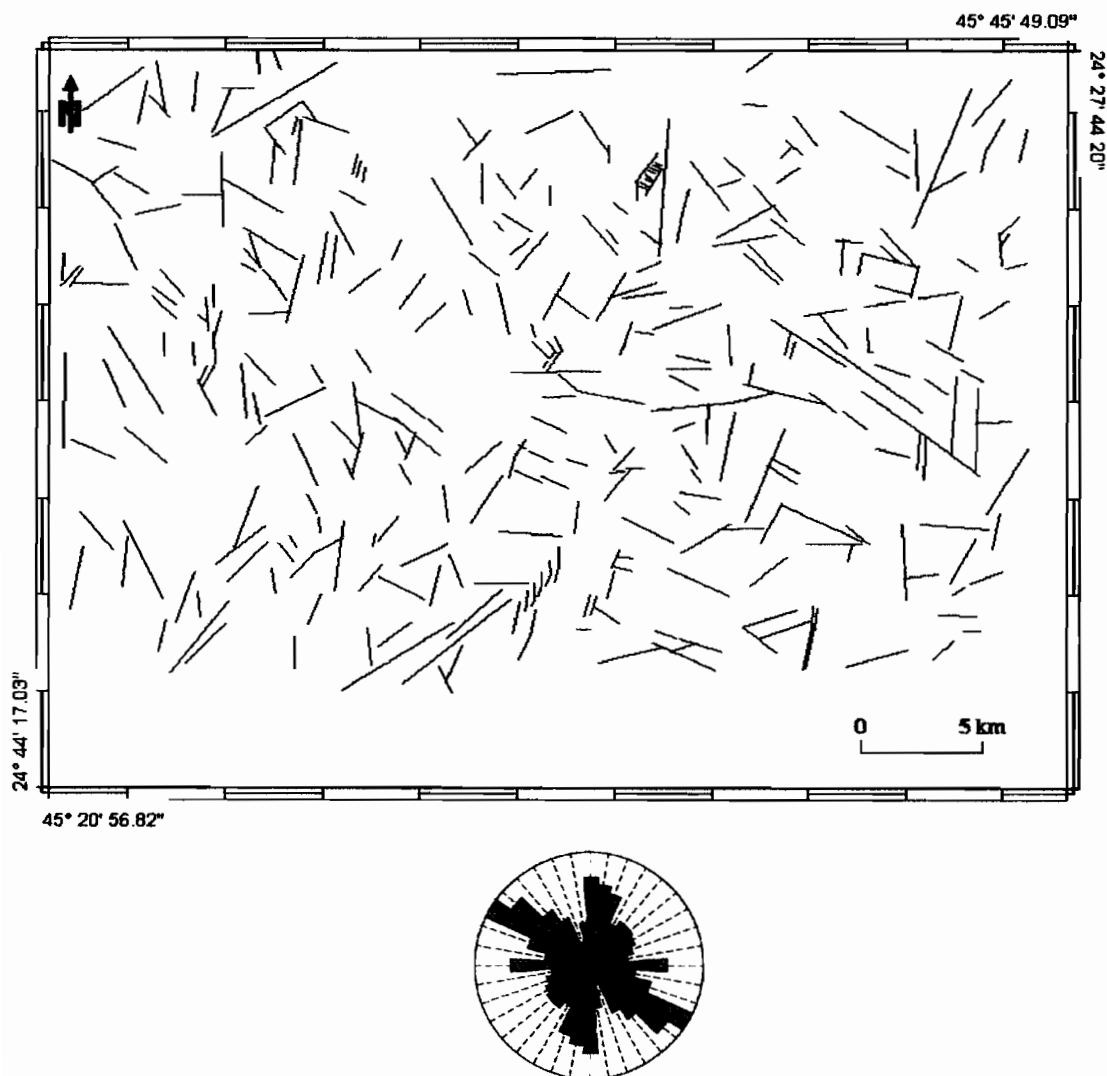


Figure IV - 4: Carte des linéaments d'après l'analyse des photographies aériennes

III-4 Analyse des images satellitaires

L'image satellitaire est restituée sous forme de compositions colorées. L'analyse de l'image satellitaire, présentée sur la figure IV - 5 a révélé les quatre directions N000 – N020 ; N040 – N070 ; N110 – N150 et N090. La rosace directionnelle a montré des pics au sein de la famille N040 – N070, correspondant à la direction N050 et N070.

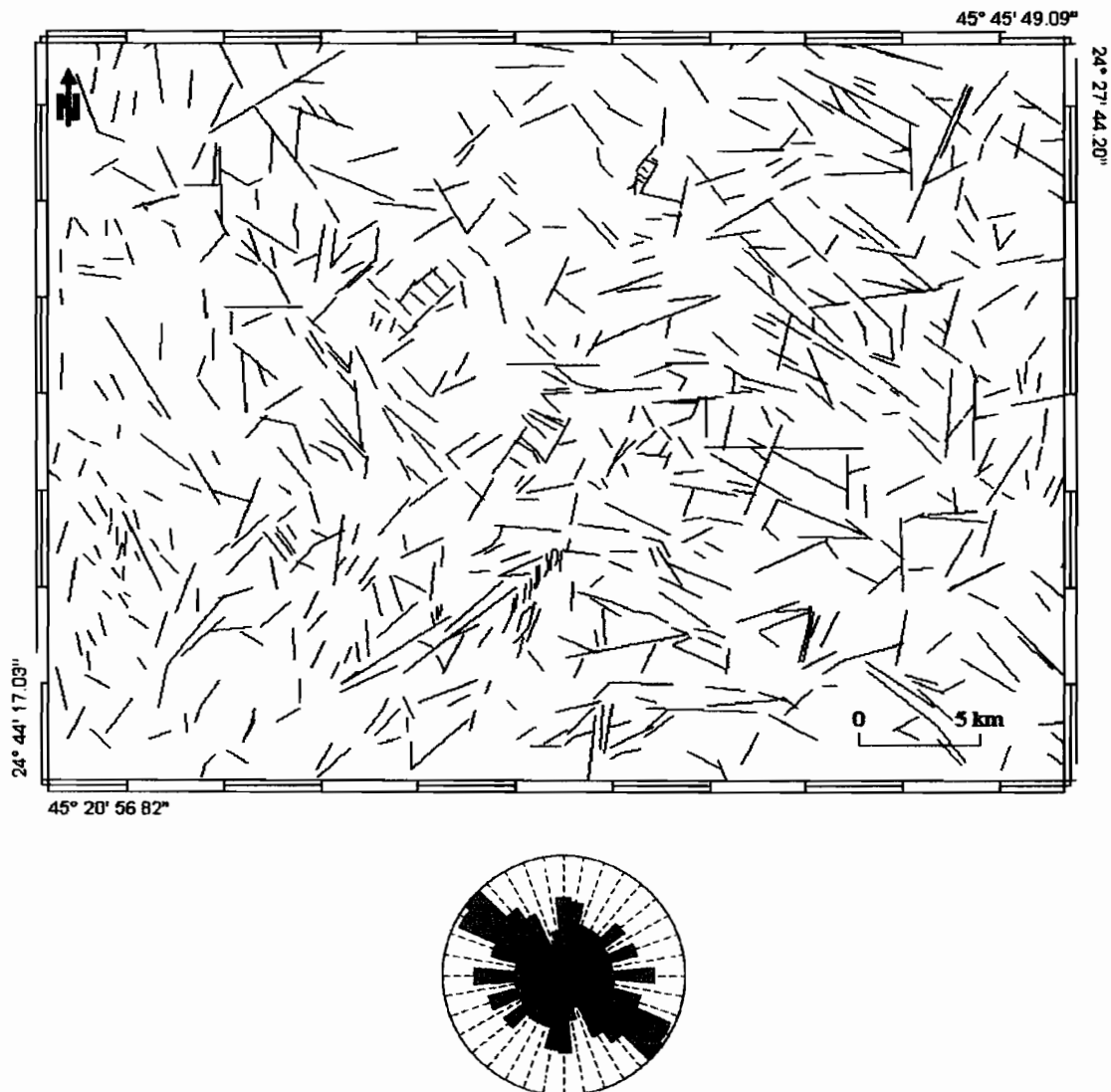


Figure IV - 5: Carte des linéaments d'après l'analyse de l'image satellitaire

III-5 Carte synthétique et fonctionnement hydraulique des fractures

L'ensemble de toutes les informations utilisées et des données structurales issues de cette étude a été géoréférencé et intégré dans une base de données de système d'information géographique (SIG) que nous avons construite à l'aide du logiciel Savane du laboratoire de cartographie appliquée de l'Institut de Recherche pour le Développement à Bondy (IRD). Cette base de données regroupant l'analyse des photographies aériennes, l'analyse de l'image satellitaire, de l'alignement orographique et de l'analyse des anomalies de drainage, nous a permis d'établir une carte synthétique du réseau de fracturation, présentée sur la figure IV-6, sur laquelle nous avons reporté la position des forages et leur salinité.

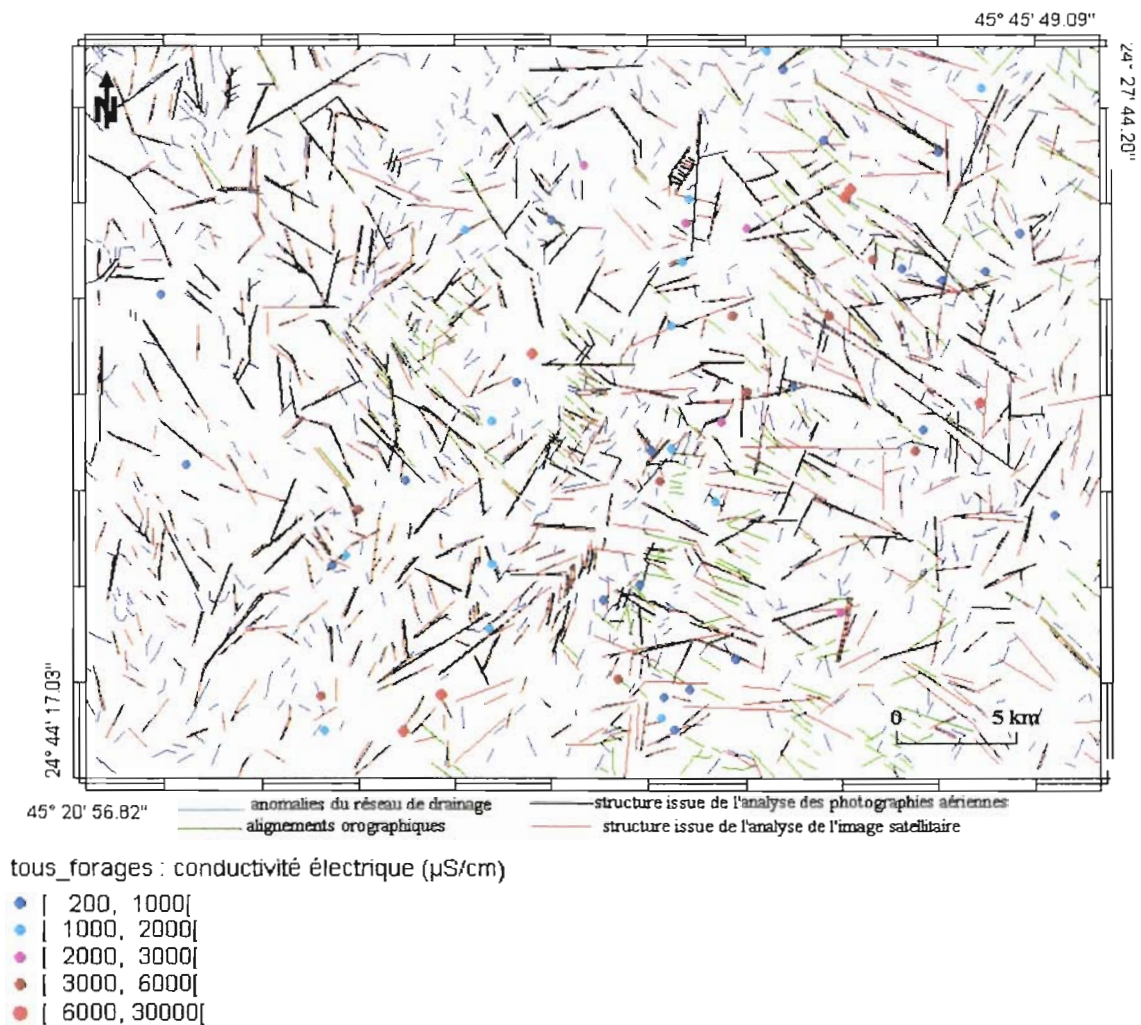


Figure IV - 6 : Carte synthétique des discontinuités du socle et salinité des forages.

Pour déterminer les directions de fractures présentant un comportement drainant, il faut intégrer les régimes de contrainte dans la zone d'étude. En l'absence de l'ovalisation de trous de forages et de mesures in situ, les différents tenseurs de contrainte affectant la région étudiée sont déduits ici des mécanismes au foyers des séismes.

A Madagascar, l'activité sismique est modérée car seulement cinq mécanismes au foyer sont déterminés sur l'ensemble de l'île (Bertil et Regnault, 1998 ; Grimson et Chen, 1988 ; Chotin ; *comm.pers.*). Ils sont généralement extensifs : σ_1 est vertical, σ_2 et σ_3 sont horizontaux orientés N – S et E – W respectivement. Les épicentres des séismes au contraire, n'ont pas une répartition géographique homogène. Ils dessinent des couloirs NW – SE (Nosy Be – Antogyl ou Cap Saint André – Manakara par exemple) dans lesquels se situent aussi des couloirs NNE - SSW (figure IV-7).

En fait , d'après Grimson et Chen (1988) ; Honda et Yomogida (1991), toute la partie Sud Est de l'Afrique australe, le Canal de Mozambique compris, constitue une gigantesque zone d'extension diffuse Est – Ouest sur la limite Sud du rift est africain.

Le long des grands couloirs sismiques NW – SE précédents, nous identifions des failles à composantes décrochantes sur lesquelles se brancheraient des failles normales montrant un système en queue de cheval illustrées sur la figure IV-8. Ce système tectonique est compatible avec l'extension diffuse mentionnée par les précédents auteurs.

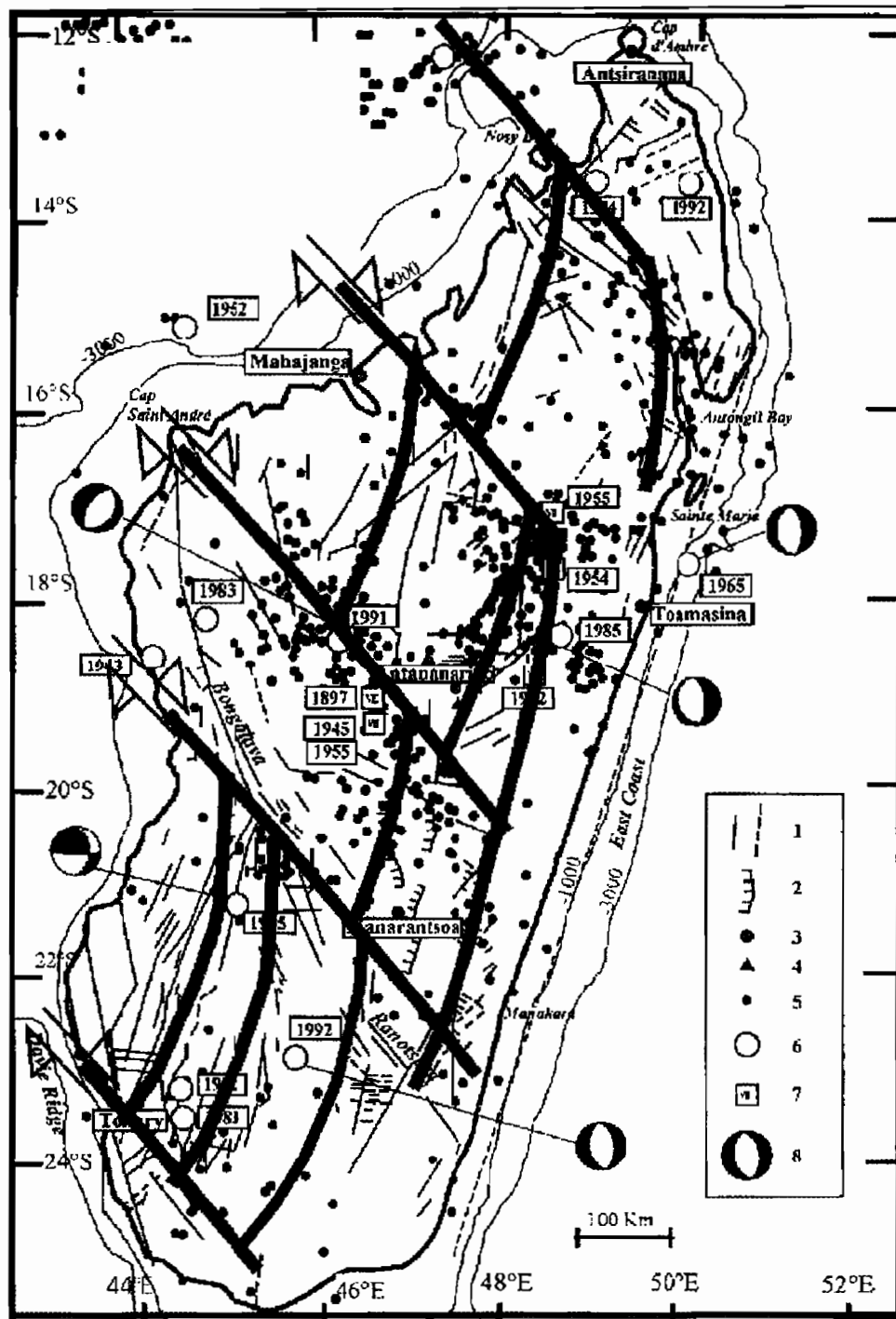


Figure IV - 7 : Carte seismotectonique et les alignements des séismes
(d'après Bésairie (1973) et Hottin (1974) dans Bertil *et al.* (1998) ; *modifié*)

1 : faille ; 2 : Chevauchement ; 3 : villes principales ; 4 : station sismique ; 5 : séisme de magnitude ≥ 4 ;
6 : séismes connus de magnitude ≥ 5 entre 1914 – 1997 ; 7 : Intensités $\geq VII$ enregistrées entre 1897 – 1960 ;
8 : mécanisme aux foyers.

En replaçant la zone d'étude dans le contexte géodynamique de Madagascar, les fractures de direction N120 – N140 (direction de Ranotsara – Bongolava, prolongement de Assoua en Tanzanie) seraient des zones de transferts généralement dextres ; alors que les directions de fractures subméridiennes correspondraient à des failles normales.

Nous présentons sur la figure IV-8 ce modèle géodynamique en prenant en compte le tenseur de contraintes actuel.

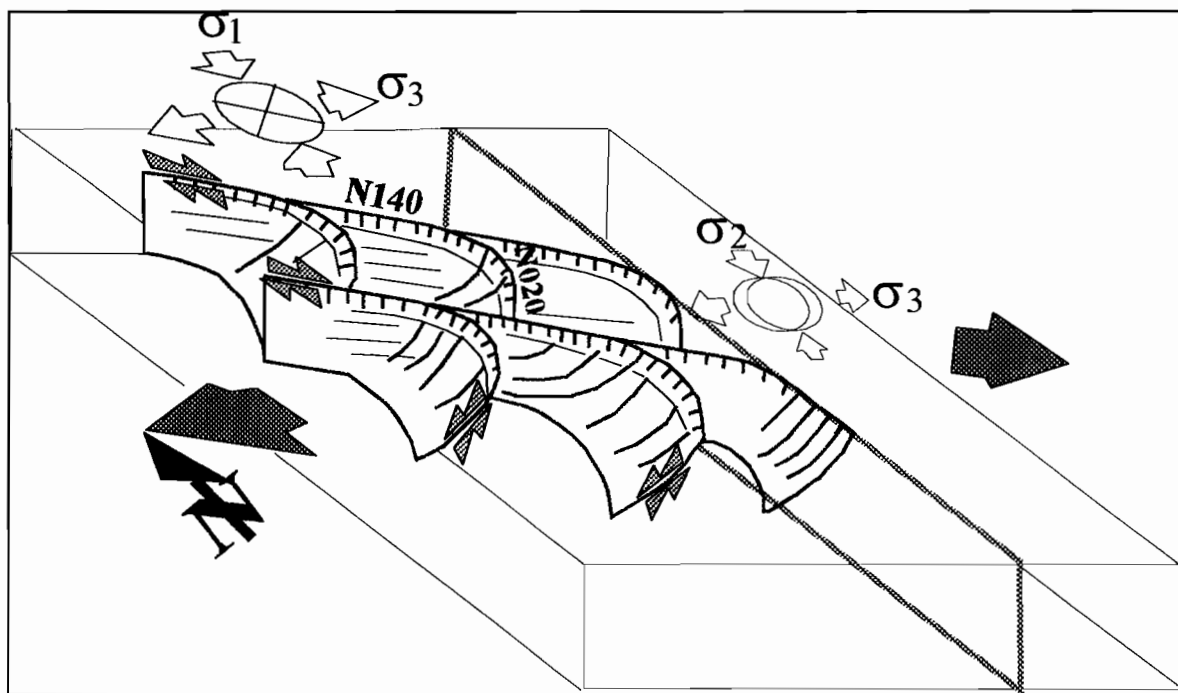


Figure IV - 8 : Bloc diagramme des grands traits structuraux et le tenseur de contraintes

Le long de la zone de transfert, on a une contrainte principale maximale σ_1 horizontale N-S et une contrainte minimale σ_3 à extension horizontale. Entre ces couloirs de transfert, une extension E-W se développe avec σ_2 et σ_3 horizontales.

Ce tenseur de contraintes permet de mieux contraindre les fractures présentant un comportement ouvert ou fermé et favorisant ou limitant les circulations d'eaux souterraines. Ainsi, aussi bien en régime décrochant qu'en système à composante normale, représentés sur la figure IV-9, les fractures subméridiennes sont des fractures ouvertes à la circulation des fluides. Les fractures E – W se comporteraient comme des fractures

fermées où les fluides circulent plus difficilement. Les couloirs décrochants présenteraient une circulation intermédiaire.

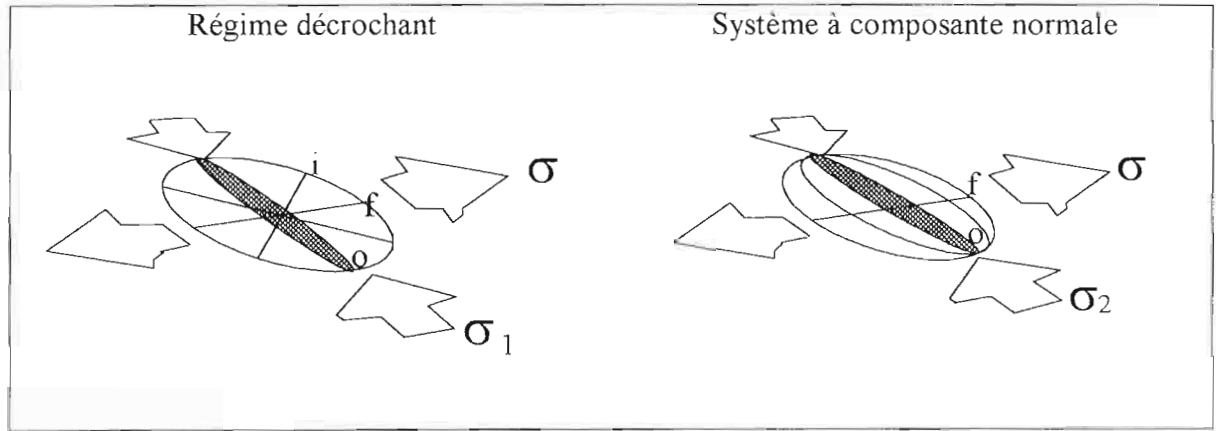


Figure IV - 9 : Comportement hydraulique des fracturations

IV- RELATION ENTRE LA FRACTURATION - LES CONDUCTIVITES ELECTRIQUES DES EAUX

Dans ce secteur, la plupart des forages ont été préférentiellement implantés sur des fractures. La répartition de la direction de fracturation suivant les valeurs des conductivités électriques des eaux est représentée sur le tableau IV-1.

	0 10	10 20	20 30	30 40	40 50	50 60	60 70	70 80	80 90	90 100	100 110	110 120	120 130	130 140	140 150	150 160	160 170	170 180
200 1000																		
1000 2000																		
2000 3000																		
3000 6000																		
6000 30000																		

Tableau IV- 1: Répartition de la direction de la fracturation en fonction des conductivités électriques des eaux.

De tous les forages réalisés dans la région d'Andalatanosy, 20 forages ont des conductivités électriques des eaux supérieures à $2000 \mu\text{S cm}^{-1}$. Parmi ces vingt forages, dix huit ont été implantés sur des fractures. L'histogramme de répartition de ces conductivités présenté sur la figure IV-10 montre que la direction sub-méridienne est prédominante pour les forages à forte minéralisation. Nous avons vu aussi que cette direction de fracturation est théoriquement ouverte.

D'après la figure VI-11, les forages à fortes conductivités électriques ont tendance à être associés à des débits faibles qui pourrait s'expliquer par un colmatage de ces fractures.

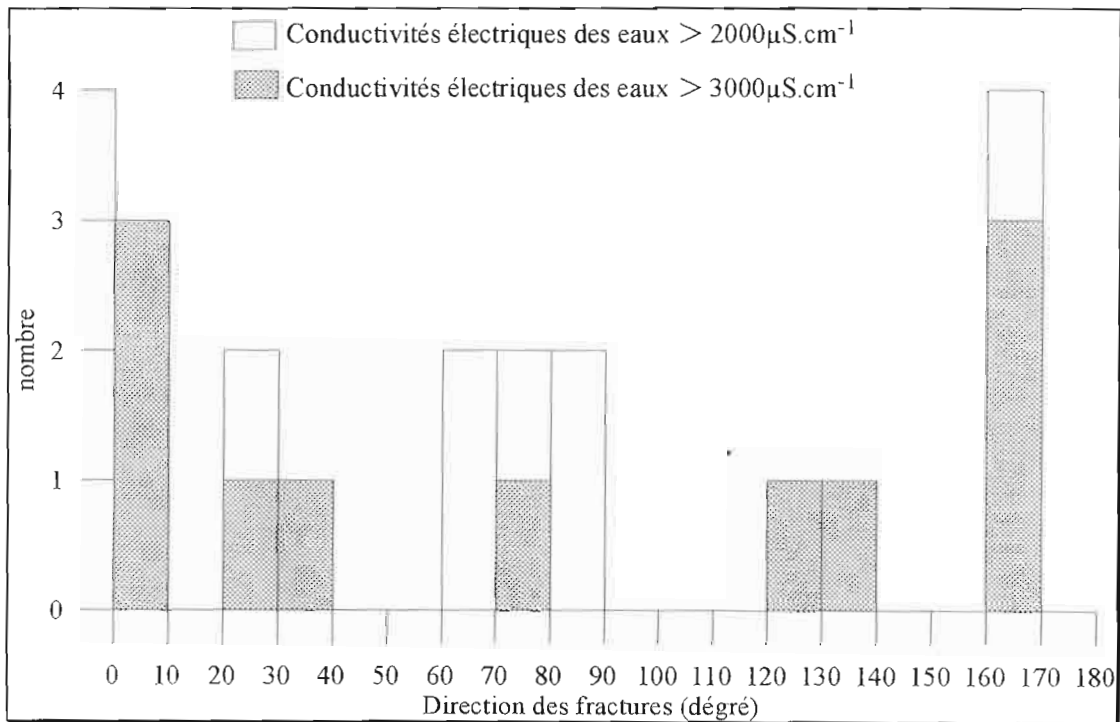


Figure IV - 10: Directions des fractures et conductivités électriques des eaux

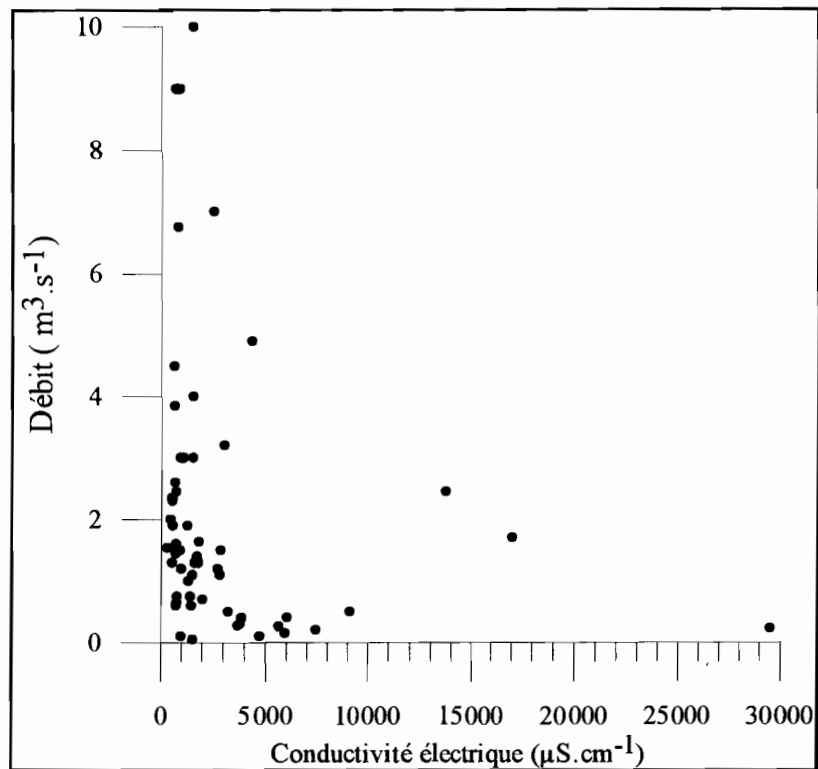


Figure IV-11: Relation entre le débit et la conductivité électrique des eaux

V- CONCLUSION

L'étude de la fracturation est faite à partir d'une analyse morphostructurale, d'une interprétation des photographies aériennes et enfin d'une analyse des images satellitaires.

Les données existantes sur les mécanismes aux foyers ont permis de déterminer les contraintes ayant affectés les formations géologiques dans la région, il s'agit des failles décrochantes dextres sur lesquelles se brancheraient des failles normales. Ces failles décrochantes sont en relais et caractérisées par des structures en queues de cheval.

Pour le comportement hydraulique des fractures, il en résulte d'après cette étude du tenseur de contraintes que les fractures submeridiennes sont des fractures ouvertes à la circulation des fluides alors que les fluides circulent plus difficilement dans les fractures Est-Ouest.

On a vu aussi que les forages à conductivité électrique des eaux élevée ont été implantés sur des fractures a priori théoriquement ouvertes, mais l'analyse des débits en relation avec les conductivités électriques des eaux met en évidence que ces fractures pourront être colmatées, en fonction de la nature de leurs remplissages, par exemple. Cette constatation nous conduit à procéder à une étude géophysique pour mieux caractériser les fractures identifiées et l'extension des structures aquifères.

APPORTS DES METHODES GEOPHYSIQUES

I- INTRODUCTION

Les méthodes géophysiques sont des méthodes non destructives visant à mesurer les paramètres physiques du sous-sol à partir de la surface. Il pourra s'agir de la résistivité électrique, de la susceptibilité magnétique, de la densité, de la permittivité électrique... suivant les méthodes utilisées. L'interprétation de ces paramètres mesurés permet d'imaginer la nature et la structure des terrains sous jacent.

Comme nous l'avons mentionné et présenté sur la figure III-5 du chapitre 3, des forages à distance très faible les uns des autres ont des conductivités électriques des eaux très différentes dans le secteur d'étude. Nous avons mis en œuvre des méthodes géophysiques pour :

- vérifier s'il existe une loi simple entre la conductivité des eaux et les paramètres géophysiques mesurés, en particulier bien sûr les résistivités apparentes ;
- appréhender la géométrie des aquifères, notamment pour déterminer l'épaisseur de la couverture d'altérations et pour identifier les linéaments relevés sur les photographies aériennes et l'image satellitaire ;
- déterminer dans quelles mesures la géophysique peut être une aide pour une implantation des forages de bonne qualité dans ce type d'environnement.

Ceci nous a conduit à nous intéresser à l'éventuelle influence de la structure des aquifères sur les caractéristiques chimiques de ces eaux.

II- METHODOLOGIE

Les méthodes géophysiques fondées sur la mesure de la résistivité de terrain telles que :

- la méthode classique de sondage électrique à courant continu ;

- l'imagerie électrique 2D;
- la méthode de sondage électromagnétique à source contrôlée dans le domaine temporel dit « sondage transitoire ou temporel » bien connu aussi sous le nom le TDEM (Time Domaine in Electromagnetic)

ont été mises en œuvre à proximité des forages pour atteindre nos objectifs.

A ces sondages électriques et imageries électriques ont été combinés des sondages de reconnaissance en Résonance Magnétique Protonique conduits par la Direction de la Recherche du BRGM en octobre 2000.

Les sondages électriques et les sondages en TDEM ont été mis en œuvre lors de la première mission de reconnaissance en octobre 1998. En l'absence d'informations initiales sur les résistivités des roches rencontrées dans la région, ces sondages électriques nous ont servi pour faire un étalonnage des valeurs de résistivités.

A cause de sa facilité de mise en œuvre pour une investigation importante et de sa meilleure résolution pour les terrains conducteurs, les sondages de TDEM sont complémentaires des sondages électriques.

L'imagerie électrique 2D nous permettra de voir l'extension latérale des structures aquifères.

Etant la seule méthode géophysique permettant une détection directe de l'eau souterraine, la RMP nous fournira des informations sur la teneur en eau au niveau des forages.

III- PRINCIPES DES DIFFERENTES METHODES

- *Le sondage électrique* en courant continu consiste à injecter un courant I à partir de deux électrodes A et B et de mesurer ensuite la différence de potentiel ΔV en résultant sur deux autres électrodes M et N. Le centre du dispositif qui correspond conventionnellement à la localisation du point de mesure est fixe. Les électrodes d'injection sont écartées au fur et à mesure, pour augmenter la profondeur d'exploration du sous sol.

La « résistivité apparente » du sous- sol est obtenue par le produit de la résistance ainsi déterminée par un facteur paramétrique dépendant des distances entre les électrodes.

Un schéma simplifié de ce principe du sondage électrique est présenté sur la figure V-1.

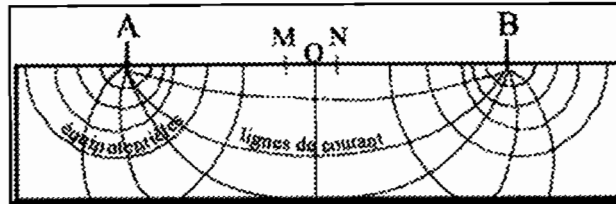


Figure V - 1: Principe du sondage électrique, dispositif Schlumberger

- *L'imagerie électrique 2D ou panneau électrique 2D* est une « auscultation en 2D » du sous-sol, qui consiste à la fois en une investigation verticale (sondage électrique) et une investigation latérale (profilage électrique).

Le principe de l'acquisition est basé sur la réalisation d'un grand nombre de sondages électriques très rapprochés le long d'un profil à partir de diverses combinaisons de quatre électrodes spécifiques à un type de dispositif parmi n électrodes implantées.

Pour l'acquisition des mesures, au fur et à mesure que les écartements des électrodes sont espacés, la profondeur d'investigation augmente, mais la densité des points d'acquisition diminue.

Les résultats sont représentés sous la forme de « pseudo-coupes » de résistivités apparentes. Ils sont ensuite « inversés » à partir d'un programme spécialisé ce qui conduit à la représentation de « résistivités vraies » ou « coupes de résistivités interprétées ».

Ci-après est donné sur la figure V- 2 le principe du dispositif d'une acquisition en imagerie électrique 2D.

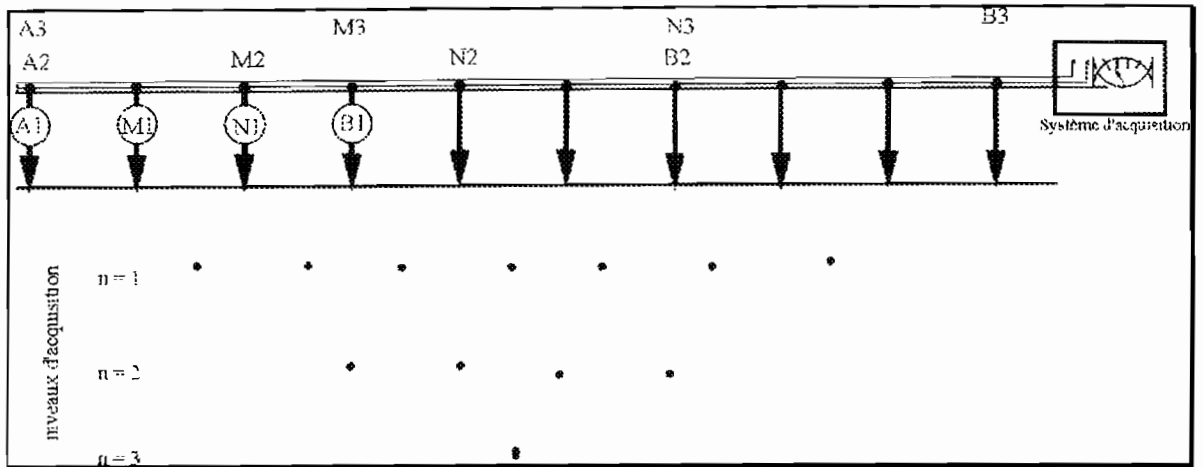


Figure V - 2 : Principe de l'acquisition d'une imagerie électrique

- Le principe du *TDEM* schématisé sur la figure V - 3, est fondé sur la mesure du champ magnétique secondaire engendré par des courants induits dans le sous-sol conducteur à partir des champs magnétiques primaires variant dans le temps. En première approximation, la distribution spatiale et temporelle de ce courant induit est liée à la conductivité électrique du sous sol, à la perméabilité et à la fréquence.

L'acquisition des données en *TDEM* consiste à couper brusquement le courant envoyé dans une boucle émettrice disposée sur le sol. Il se produit alors une force électromotrice (fém) qui génère un courant induit appelé courant de Foucault qui se diffuse dans le sous-sol. Ce courant induit génère un champ magnétique secondaire dont l'amplitude décroît avec le temps. Le champ magnétique secondaire sera mesuré en surface par le capteur de réception. La profondeur d'investigation est dépendante de la taille de la boucle émettrice et de l'intensité du courant émis et du temps auquel la mesure du champ secondaire est faite après la coupure du courant primaire.

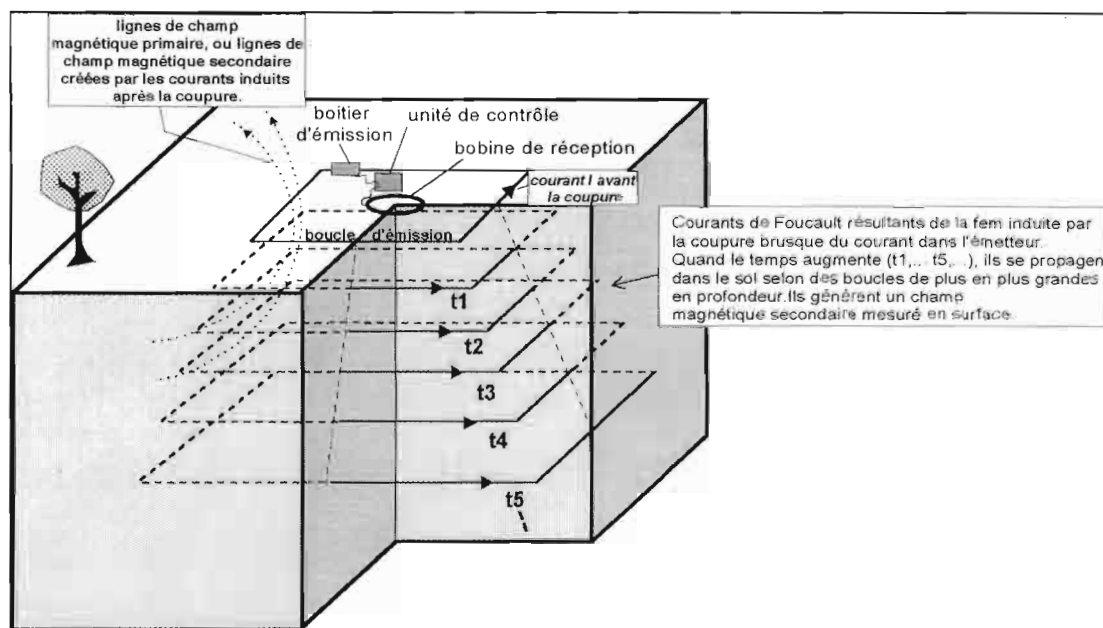


Figure V - 3 : Principe du sondage en TDEM
d'après McNeill, 1990 (dans Descloîtres, 1998 ; modifié)

On rappelle que les résistivités électriques mesurées par les méthodes électriques et électromagnétiques sont des « résistivités apparentes » car elles intègrent l'influence de plusieurs formations géologiques traversées par le courant et leurs valeurs varient en fonction du type de dispositif mis en œuvre. La résistivité vraie ou interprétée de chaque formation géologique est estimée par interprétation des courbes et des coupes des résistivités apparentes.

On rappelle aussi que le signal mesuré avec les méthodes électriques est proportionnel à la résistivité des formations, alors que celui mesuré avec les méthodes électromagnétiques est proportionnel à leur conductivité.

- Le principe de la méthode de la RMP repose sur la propriété qu'ont les noyaux d'hydrogène de produire un champ magnétique de relaxation lorsqu'ils sont excités à une certaine fréquence.

En effet, dans un champ magnétique H_0 (celui de la terre ou champ artificiel), les noyaux possèdent des moments magnétiques qui sont alignés à la direction du champ principal H_0 lorsqu'ils sont à l'état d'équilibre. L'émission d'un champ perturbateur à une fréquence spécifique dite « fréquence de Larmor » modifie cet état d'équilibre et provoque

un mouvement de précession de ces moments magnétiques autour de la direction du champ magnétique naturel. Lorsque l'on coupe ce champ d'excitation, les moments magnétiques des protons retournent à leur position initiale, et génèrent un champ de relaxation mesurable en surface. L'amplitude de ce champ de relaxation est d'autant plus intense que le nombre de protons entrés en résonance est élevé, donc la teneur en eau est d'autant plus importante.

Sur le terrain, la création d'un champ d'excitation et la mesure du signal de relaxation se font à travers une antenne déployée sur le sol schématisée sur la figure V- 4. D'après Beauce *et al.*(1996), l'amplitude des signaux RMP dépend de la magnitude et de l'inclinaison du champ géomagnétique, de la conductivité électrique du terrain, de la taille et de la géométrie de l'antenne utilisée.

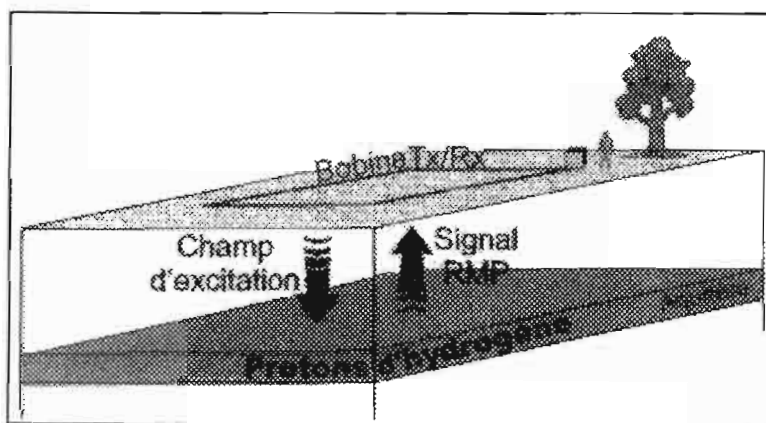


Figure V - 4 : Dispositif de mesure de sondage en RMP

IV- DISPOSITIFS MIS EN ŒUVRE ET ACQUISITION DES DONNEES

- En *sondage électrique*, nous avons employé le dispositif type Schlumberger avec un écartement maximum entre les électrodes d'injection de courant égal en moyenne à 200 m correspondant théoriquement à une profondeur d'investigation d'environ 50 m.

La campagne de mesure en sondage électrique a été menée avec un résistivimètre ABEM SAS 300 A avec un convertisseur Terrameter Booster SAS 2000.

- En *imagerie électrique 2D*, les dispositifs Wenner α , reconnus très sensibles aux variations verticales des résistivités (Dahlin et Loke, 1998) et Wenner β et pôle-dipôle sensibles aux variations latérales ont été utilisés.

Pour le dispositif Wenner α , les quatre électrodes AMNB sont alignées et équidistantes, avec $AM = MN = NB = a$.

En dispositif Wenner β , les électrodes sont équidistantes et alignées suivant l'ordre ABMN avec $AB = a$, $BM = a$ et $MN = a$.

Pour le dispositif pôle-dipôle, l'une des électrodes d'injection est supposée à une distance infinie, les trois autres électrodes sont alignées et distantes suivant l'ordre AMN avec $AM = na$ et $MN = a$ pour un dispositif pôle-dipôle avant et suivant l'ordre MNB avec $MN = a$ et $NB = na$ pour le dispositif pôle-dipôle arrière.

Comme nous le constatons sur la figure V- 5 présentant la disposition des électrodes pour ces configurations, le dispositif pôle dipôle est un dispositif asymétrique. Pour une bonne interprétation, la mise en œuvre des deux pôles dipôles avant et arrière est recommandée.

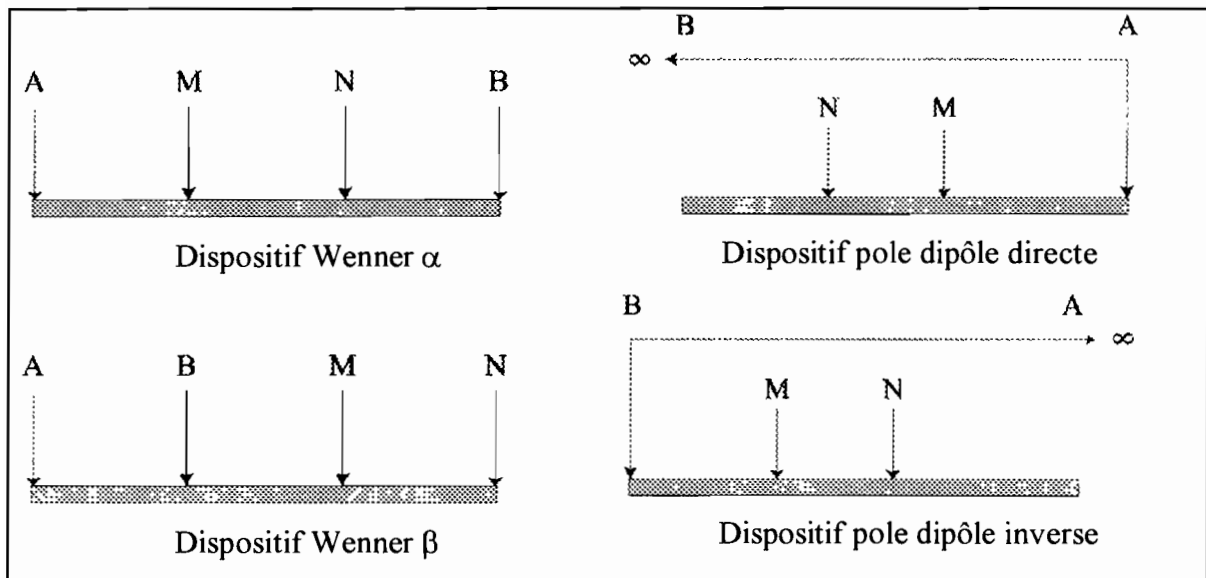


Figure V - 5: Dispositifs utilisés en imagerie électrique

L'acquisition des images électriques en 2D est obtenue à l'aide d'un équipement composé d'un résistivimètre SYSCAL R2 (Iris Instruments), d'un convertisseur DC-DC

150 W, d'un dispositif de connexion de 64 électrodes comprenant un microprocesseur de pilotage des mesures et de boîtiers « multinodes » pour les connexions avec les électrodes.

L'écartement entre les électrodes est de 4m pour les dispositifs Wenner (α et β) et de 3 m pour le dispositif pôle-dipôle, l'électrode supposée à l'infini est placée à 700 m perpendiculairement au profil.

- En *sondage en TDEM*, nous avons mis en œuvre un dispositif en boucle coïncidente de forme carré de 40 m de côté avec un seul câble utilisé comme boucle émettrice et réceptrice. Pour l'acquisition des données en sondage TDEM, nous avons utilisé l'appareil TEMFAST construit par la société russe CEMI. Cet appareil est constitué d'un coffret léger qui réunit à la fois l'émetteur et le récepteur et utilise un seul câble disposé en boucle carrée ou rectangulaire. Cet appareil est très léger et facile à manipuler sur le terrain, mais il est limité en profondeur d'investigation car l'intensité maximale développée dans la boucle est de 1 A.

- Pour *les sondages RMP*, la plupart des mesures ont été réalisées avec un dispositif composé d'une antenne carrée de 37 m de côté ou d'une antenne en « forme de 8 » formée par deux carrés de 37 m de côté. Pour ces dispositifs, la profondeur d'investigation maximale est estimée à 40 m pour les terrains moyennement résistants (Baltassat et Legchenko, 2001). Les sondages RMP ont été acquis à l'aide d'un équipement Numis *plus* (BRGM – Iris Instrument). Le poids total de l'équipement est d'environ 350 kg nécessitant ainsi obligatoirement un véhicule pour son transport.

V- PRESENTATION DES RESULTATS DE SONDAGES ELECTRIQUES ET TDEM

Au cours de la campagne de mesures géophysiques de reconnaissance en octobre 1998, nous avons réalisé treize sondages électriques et treize sondages TDEM.

En mai 1999 et octobre 2000 douze points d'eau ont fait l'objet d'investigation géophysique par imagerie électrique.

La répartition des points de mesure est représentées sur la figure V- 6.

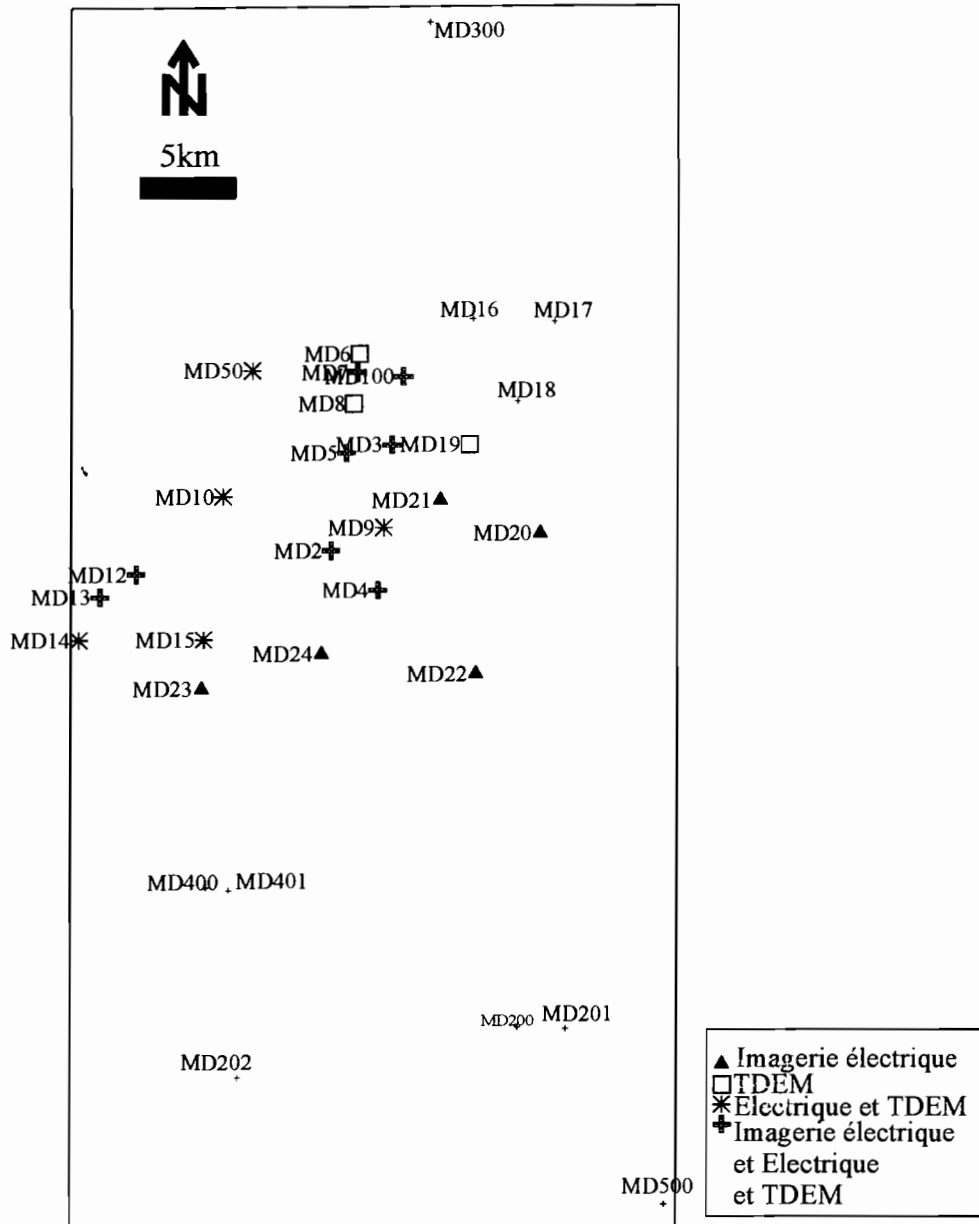


Figure V - 6 : Répartition des mesures géophysiques

V-I Analyse des données

a- Sondages électriques

Les courbes de sondage électrique $\rho_a = f(AB/2)$ sont représentées sur la figure V-7. Selon leur allure, les courbes de sondages électriques obtenues peuvent être reparties en deux types bien distincts :

- le premier type, qui prédomine, est caractérisé par une succession des terrains résistant-conducteur – résistant. Le premier terrain résistant correspond au recouvrement superficiel, la formation conductrice est associée aux altérites et le substratum résistant correspond au socle à l'état sain ou fissuré – fracturé ;

- le deuxième type de courbe se distingue du premier type par une décroissance à la fin de la courbe traduisant un substratum conducteur. Elle a été uniquement observée dans le secteur Est de la région d'étude. Elle est vraisemblablement due à des graphites, qui sont de très bon conducteurs souvent présents dans les roches dans la partie Est du secteur étudié.

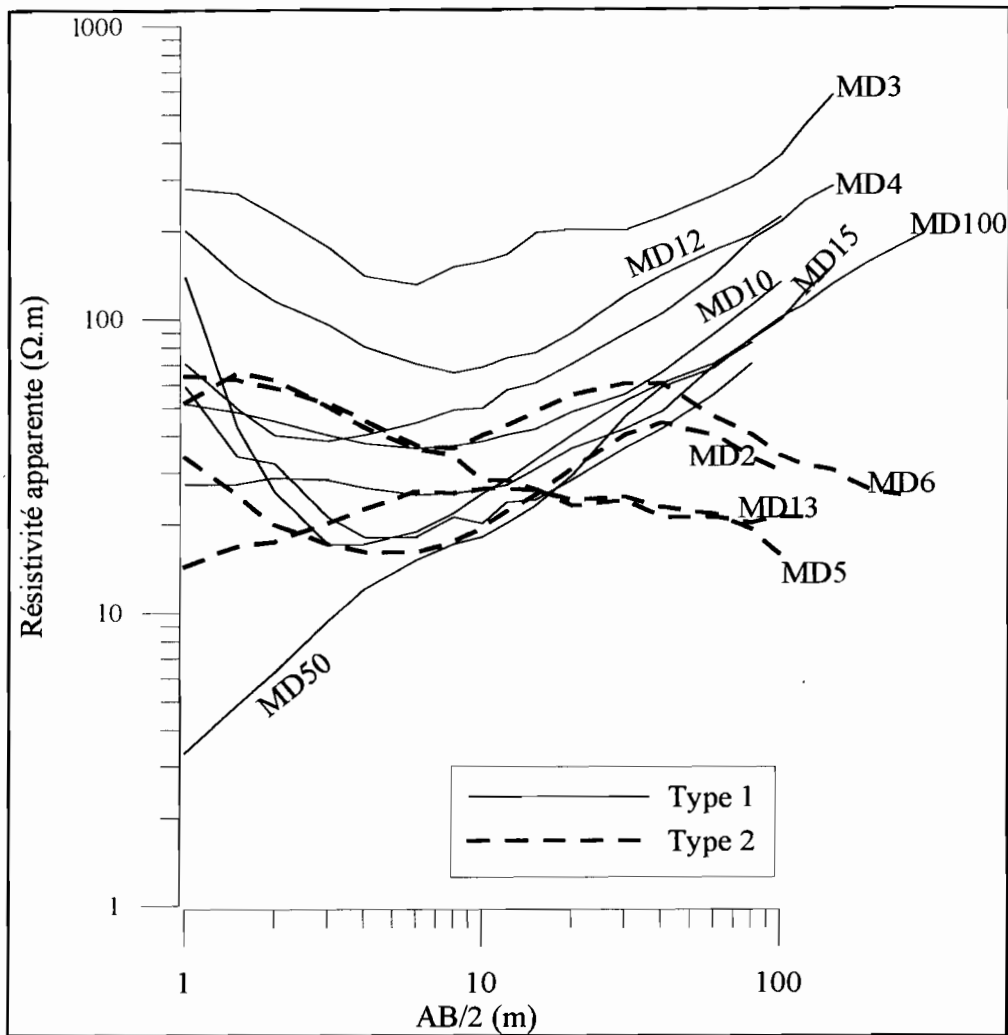


Figure V - 7 : Typologie des courbes de sondages électriques

b- Sondages TDEM

Plusieurs sondages TDEM réalisés dans le secteur d'étude présentent des courbes distordues par rapport à des situations tabulaires classiques.

Trois causes peuvent être évoquées pour expliquer cette distorsion des courbes de sondages TDEM. Il s'agit essentiellement de l'effet de polarisation provoquée et de l'effet superparamagnétique (Descloitres, 1998) et la décroissance du rapport Signal/Bruit (S/B) avec les temps longs. En conséquent, il apparaît souvent un substratum conducteur fictif à une profondeur fictive de l'ordre de grandeur de deux fois la longueur du côté de la boucle ou légèrement supérieure.

1 - Effet de polarisation provoquée (effet PP) en TDEM

Le passage du courant électrique dans le sous-sol peut produire des processus électrochimiques dont les caractéristiques et l'intensité dépendent des propriétés physiques et chimiques des roches. L'effet de polarisation provoquée (effet PP) traduit la faculté de certaines roches à se polariser sous l'action d'un champ électrique puis à se dépolari ser lorsqu'on interrompt brusquement ce champ. Les minéraux argileux et les minéraux conducteurs disséminés au sein d'une formation résistante (le graphite disséminé, par exemple) sont les principaux responsables de la polarisation provoquée.

Cet effet de polarisation provoquée lorsqu'il est intense, se manifeste de manière très claire par l'apparition de points négatifs en milieu ou à la fin de la courbe, notamment en dispositif central ou coïncident (El Kaliouby *et al.*, 1995 ; Elliott, 1991 ; Fils *et al.* ; 1989). Lorsqu'il est assez intense, il domine la réponse de conduction devenue trop faible.

Dans la région d'Andalatanosy, la présence des valeurs négatives en milieu ou en fin de courbe de TDEM a été constatée sur cinq sondages (Akondria MD9, Andalakaolo MD3, Modohoika haut MD12, Anjatelo MD19, Mahazoarivo MD11). Un exemple représentatif du phénomène est illustré sur la figure V- 8. Ce phénomène conduit à des courbes de résistivités apparentes déformées avec des pentes supérieures à la normale qu'il est difficile, voire impossible d'interpréter à l'aide de modèle 1D, un exemple est fourni sur la figure V- 9.

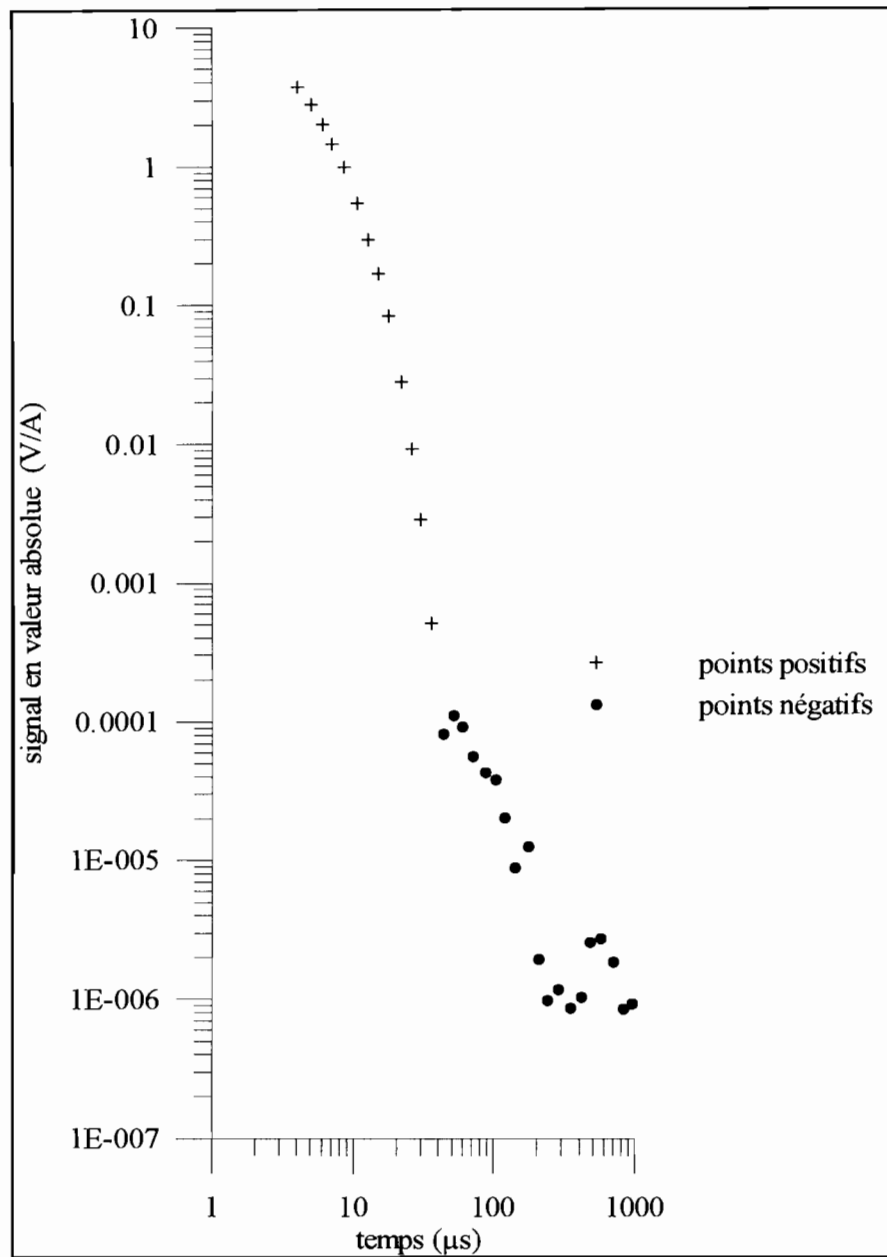


Figure V - 8 : Exemple de données de terrain affectées par un effet de polarisation provoquée.

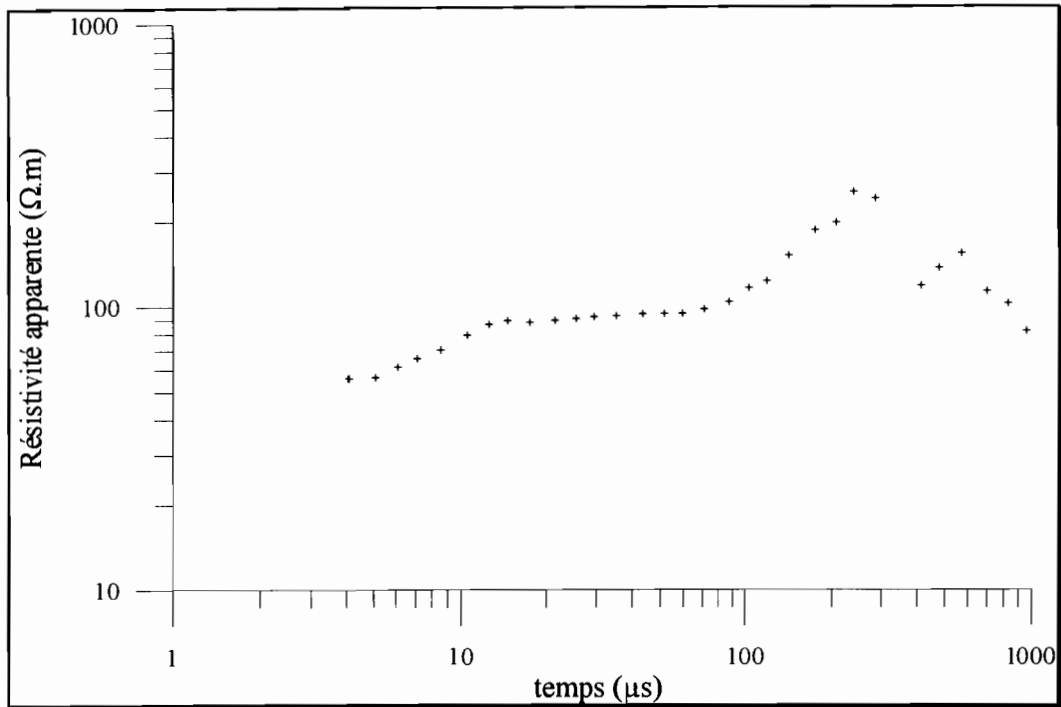


Figure V - 9: Exemple de courbe de résistivité apparente distordue par un effet de polarisation provoquée

2- Effet de superparamagnétisme

La présence de corps magnétiques ou de minéraux ferromagnétiques dans le sous-sol peut produire une distorsion des courbes en TDEM, qualifiée sous le nom « d'effet magnétique » ou « de superparamagnétique » si les grains magnétiques sont de petites tailles.

Lors de l'injection du courant, les domaines magnétiques s'orientent selon le champ primaire et acquièrent une polarité positive à l'intérieur et à proximité du câble d'injection, négative à l'extérieur. Lorsqu'on coupe le courant, on a une relaxation de l'aimantation qui se produit en sens inverse. La tension résiduelle due à l'effet superparamagnétique se manifeste sur la courbe du signal en sondage TDEM par une décroissance en t^{-1} si le temps d'injection est relativement court. Elle tend vers une pente t^{-2} pour un temps d'injection plus long. Cette réponse magnétique du terrain est de même signe que la réponse de conduction.

D'après Spies et Frischknecht (1991) pour un dispositif en boucle coïncidente, la réponse d'un effet de superparamagnétique peut être exprimée par :

$$\frac{V}{I} = k \frac{L}{t}$$

avec :

V/I : tension normalisée par le courant circulant dans l'émetteur

L : la longueur du côté de la boucle

t : temps après la coupure

k : une constante qui dépend du contenu du sous-sol en minéraux magnétiques

Pour mettre en évidence qualitativement cet effet de superparamagnétisme, une représentation graphique $(t.V/I) = f(t)$ a été appliquée aux données de terrain de la région d'Andalatanosy. Sur cet graphique (figure V- 10), l'effet superparamagnétique se traduit par l'apparition d'un palier horizontal.

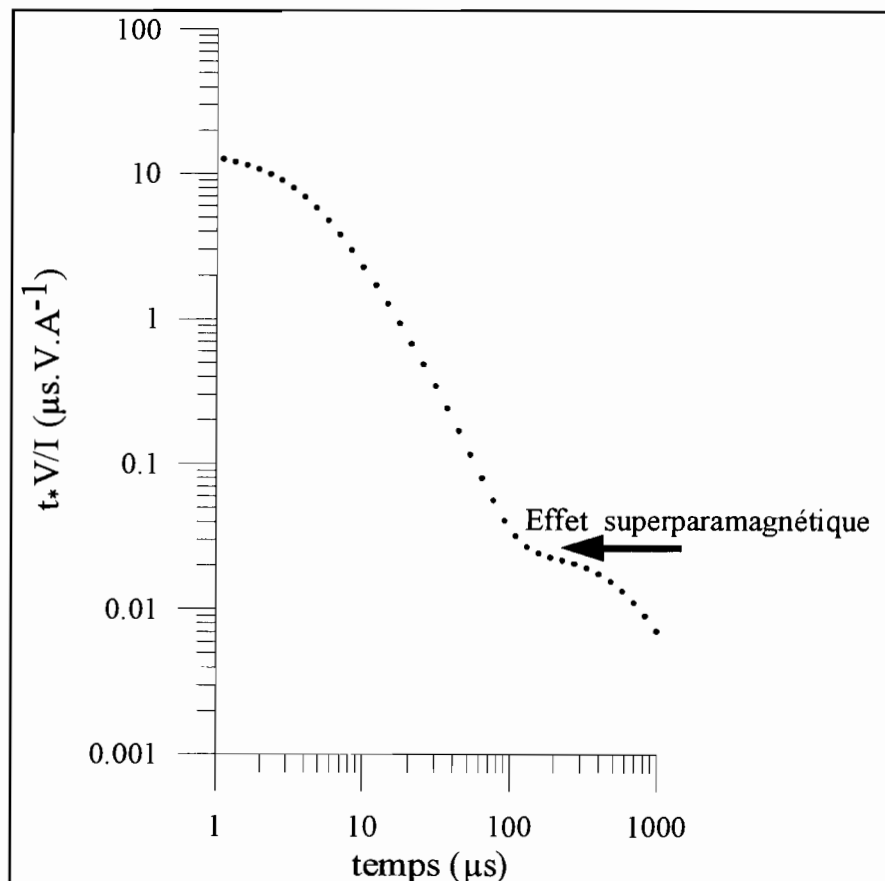


Figure V - 10 : Exemple de données de terrain affectées par un effet de superparamagnétisme

3- Faible rapport S/B aux temps longs

La profondeur d'investigation est limitée par la taille de la boucle et par la puissance de l'émetteur. Au temps longs, le champ secondaire mesuré correspond aux bruits de l'environnement ou de l'équipement. Il conduit à des valeurs de conductivité apparente « non dispersée », mais trop élevée qui peuvent être interprétées à tort comme un substratum conducteur ; elles doivent être éliminées.

Une typologie des sondages TDEM, présentée sur la figure V-11 est également possible à partir de la représentation de l'ensemble des courbes de résistivité apparente après élimination des valeurs et des sondages aberrants.

On retrouve bien entendu la même classification que celle des sondages électriques :

Type 1 : MD4, MD7, MD10, MD14, MD15, MD50 et MD100

Type 2: MD2, MD5, MD6 et MD13

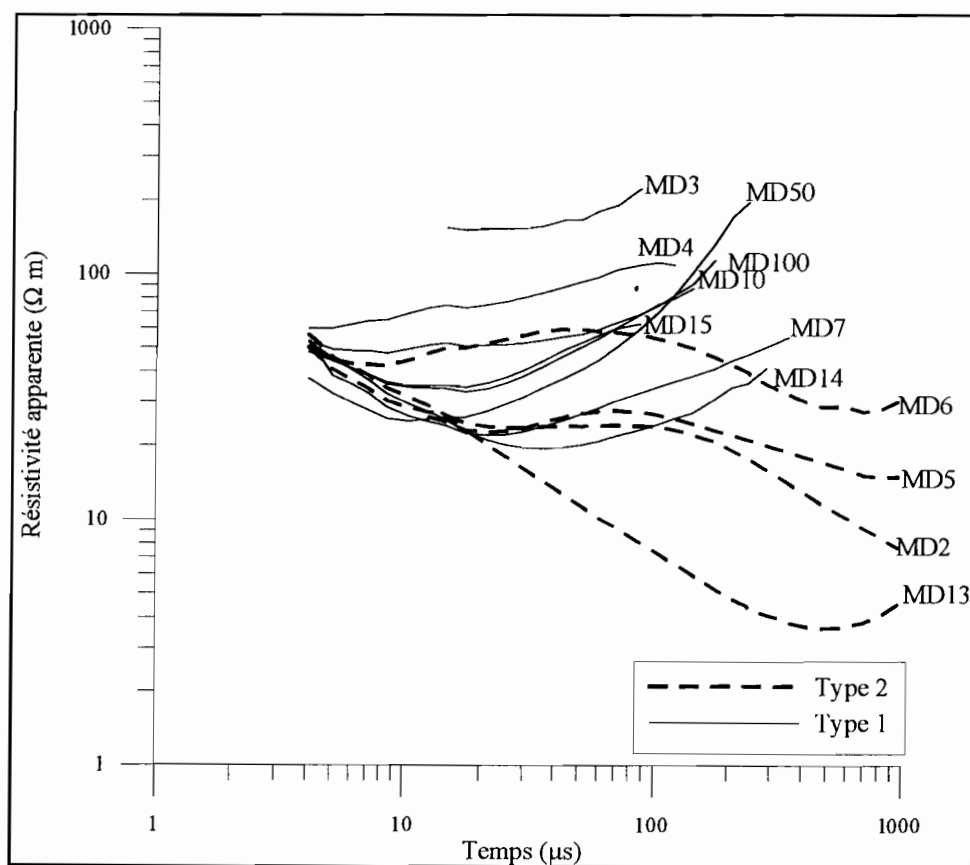


Figure V - 11: Typologie des courbe de sondages TDEM dans la zone étudiée

V-2 Interprétation qualitative et quantitative

a- Sondages électriques

Chaque courbe de sondage électrique ayant été réalisé à proximité d'un forage dont on connaît la coupe et les qualités de l'aquifère, il est facile de vérifier si l'on peut tirer des lois simples qui permettent de caractériser l'aquifère potentiel à partir des méthodes électriques.

***α -1** Interprétation qualitative : Existe-t-il une relation simple entre les valeurs de résistivité apparente mesurées et la conductivité des eaux ?*

La réponse est négative. Il suffit de constater que le sondage MD3 qui correspond aux valeurs de résistivité apparente maximales ($\rho_a > 100 \Omega \text{ m}$) correspond également aux eaux parmi les plus conductrices ($\rho_{\text{eau}} = 2.64 \Omega \text{ m}$, $\sigma = 3780 \mu\text{S cm}^{-1}$).

Si l'on représente en coordonnées bilogarithmiques la relation $\rho_a (AB/2 = 30\text{m}) = f(\rho_{\text{fluide}})$ (figure V-12), on trouve un nuage de points. On pourrait trouver deux lois de proportionnalité différentes à partir de deux groupes de forages, et une loi d'anti-proportionnalité si l'on choisit les forages MD3, MD4 et MD10.

Cette conclusion n'est pas surprenante car on sait qu'il ne faut pas confondre résistivité apparente et résistivité « vraie » ou « interprétée », mais c'est une confirmation expérimentale importante. Ceci permet de conclure également que les conditions de surface jouent un grand rôle dans la forme des courbes de sondage et dans les valeurs des résistivités apparentes.

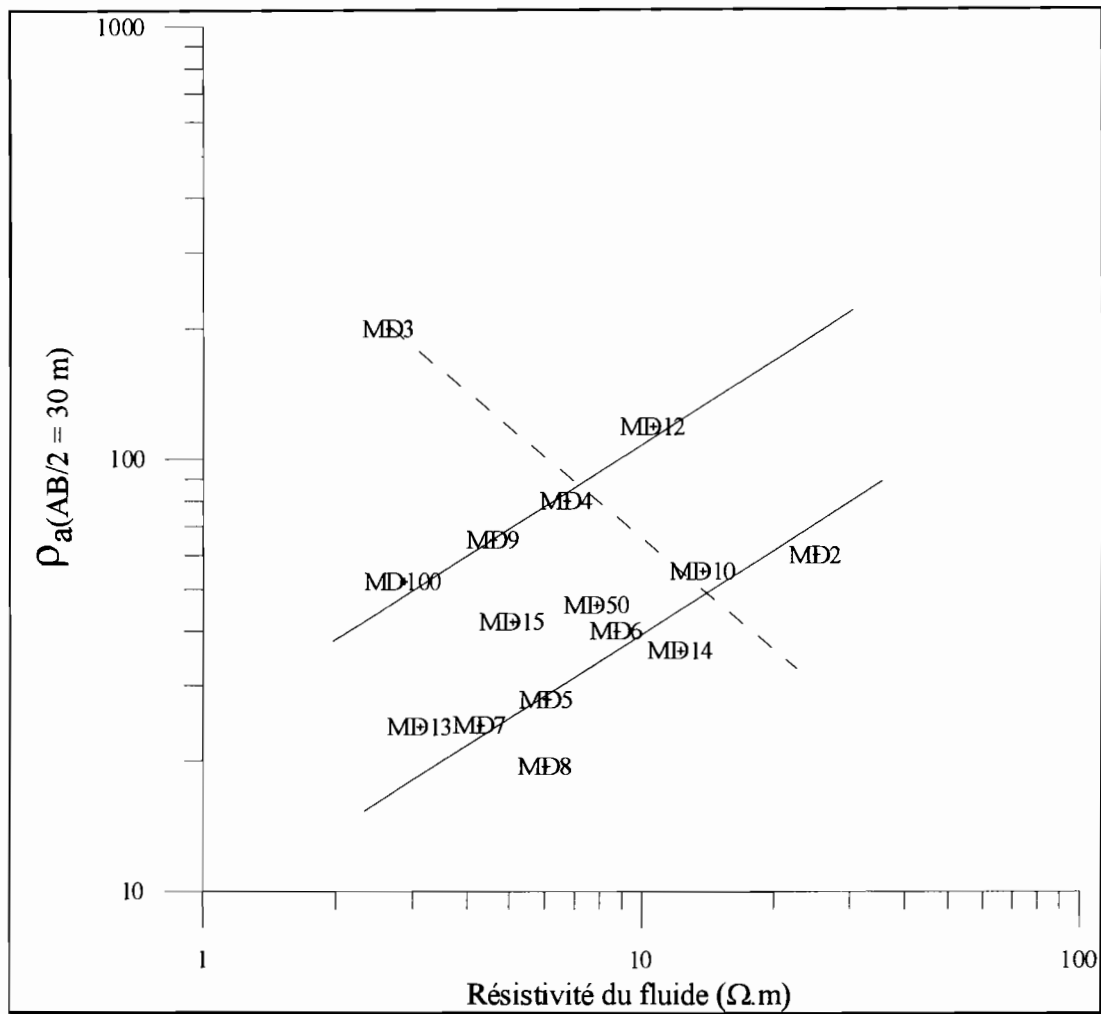


Figure V - 12: Relation entre ρ_a ($AB/2 = 30m$) et la résistivité des fluides

a-2 Interprétation quantitative sans contraintes

L'interprétation quantitative 1D des courbes de résistivités apparentes est basée sur une hypothèse de sous-sol formé de strates horizontales.

Lorsqu'on réalise une première interprétation sans contraintes, on choisit en général le nombre minimum de couches nécessaires pour obtenir une coïncidence acceptable entre les données expérimentales et les courbes calculées. On rappelle cependant qu'en raison des lois d'équivalence, la solution fournie par l'ordinateur n'est pas unique. En général, on détermine de manière unique la résistance transversale des couches résistantes ($R_t = e \times \rho$) et la conductance longitudinale des couches conductrices ($C_L = e \times \sigma = e / \rho$). Mais l'épaisseur des couches minces, qu'elles soient résistantes ou conductrices, pourrait être

théoriquement infiniment faible ; c'est la vraisemblance géologique et hydrogéologique qui permet de choisir une famille de modèles relativement acceptables avec des épaisseurs et des résistivités relativement réalistes.

Les résultats des interprétations sans contraintes sont présentées dans l'*annexe I*.

Sondages du type 1 : MD3, MD4, MD7, MD9, MD10, MD12, MD14, MD15, MD50 et MD100

Cinq sondages peuvent être interprétés avec un modèle à 3 terrains (MD7, MD9, MD12, MD14 et MD15), mais il faut bien remarquer que la branche ascendante finale du modèle passe au milieu des points expérimentaux en simplifiant beaucoup trop.

La zone altérée paraît la plus argileuse en MD7 (6.42 m à 10 Ω .m) et MD9 (4.46 m à 13 Ω m) puis argilo-sableuse en MD14 (10.13 m à 18 Ω m) et à MD15 (12.76 m à 24 Ω m) et enfin nettement sableuse en MD12 (12.03 m à 64 Ω m).

Il est quasi-impossible de se prononcer sur l'aquifère puisqu'il est associé au substratum avec ce modèle trop simple. En moyenne, l'ensemble aquifère + substratum paraît de plus en plus résistant selon la progression suivante : MD7 (43 Ω .m), MD14 (101 Ω m), MD15 (181 Ω m), MD9 (195 Ω m) et MD12 (310 Ω m).

En ce qui concerne la résistivité des eaux, elle diminue suivant la progression suivante : MD14 (12.3 Ω m), MD12 (10.6 Ω m), MD15 (5.08 Ω m), MD9 (4.58 Ω m) et MD7 (4.29 Ω m). Il n'y a aucune cohérence entre ces deux résultats.

Deux sondages sont interprétés avec un modèle à 4 terrains (MD10 et MD50).

En MD10, la zone altérée serait plutôt argilo-sableuse ($\rho > 30 \Omega$ m) ; l'aquifère est relativement bien individualisé et résistant (54 Ω m) avant le substratum. En MD50, les conditions de surface sont exceptionnellement conductrices (2 Ω m), ce qui fait que l'on n'a plus aucune sensibilité en profondeur.

Trois sondages enfin sont interprétés avec un modèle à 5 terrains (MD3, MD4 et MD100). Les deux premiers correspondent bien au modèle hydrologique décrit initialement : sous une zone altérée argilo-sableuse en MD4 (32 Ω m) et très sableuse en

MD3 ($92 \Omega \text{ m}$), on trouve l'aquifère potentiel sec sur quelques mètres, puis l'aquifère productif sur 10 m en MD4 et sur 36.66 m en MD3. Si l'on prenait la valeur absolue de la résistivité interprétée ou « vraie » de l'aquifère comme seul critère, on serait tenté de dire que l'eau est plus conductrice en MD4 ($45 \Omega \text{ m}$), qu'en MD3 ($137 \Omega \text{ m}$) ce qui est contraire à la réalité ; il faut donc prendre en compte la porosité !. En MD100, le modèle fourni par l'amélioration automatique ne correspond pas au modèle hydrologique puisqu'il ne différencie pas le réservoir potentiel sec de l'aquifère productif et propose un terrain unique à $87 \Omega \text{ m}$. La zone altérée en MD100 est relativement argileuse.

En conclusion, l'interprétation quantitative sans aucune contrainte (ni la contrainte du modèle hydrologique a priori, ni la prise en compte des résultats des forages) fournit une information relativement fiable sur la nature plus ou moins argileuse ou sableuse de la zone altérée.

En revanche dans deux cas favorables seulement (MD3 et MD4) permet - elle de déterminer la position relative du niveau statique et l'épaisseur et la résistivité de l'aquifère. Il faut de plus ajouter que la valeur de la résistivité interprétée ne permet pas de caractériser la qualité de l'eau .

Sondage du type 2 : MD2, MD5, MD6 et MD13

Comme il a été dit ci-dessus, le substratum conducteur est vraisemblablement dû à la présence de graphite.

Au-dessus du substratum, on trouve en général 2 à 3 couches. La formation la plus conductrice en surface est en MD2 (1.60 m à $10 \Omega \text{ m}$), puis en MD6 (6.97 m à $14 \Omega \text{ m}$), puis en en MD5, la résistivité est de l'ordre de $15 \Omega \text{ m}$ sur 1.63 m de profondeur, en MD13 elle est supérieure à $50 \Omega \text{ m}$. Parmi ces 4 sondages, la zone altérée paraît donc la plus argileuse en MD2, mais elle est relativement peu épaisse ; en MD5 et MD6 ; elle serait plus épaisse et sablo-argileuse ; en MD13, elle serait de plus sableuse. Ces résultats électriques sont en bonne concordance avec les résultats des forages concernant la nature de la zone altérée. Il est impossible de se prononcer sur l'aquifère en raison de l'influence du graphite qui se voit très vite.

a-3 Interprétation quantitative en imposant la contrainte du modèle hydrologique a priori : zone altérée/ aquifère sec/ aquifère productif/substratum.

Dans le modèle proposé à l'inversion, on tente d'imposer le découpage en deux couches de l'aquifère situé entre la zone altérée et le substratum dont la plus profonde est la plus conductrice puisque c'est l'aquifère productif. Les courbes interprétées sont reportées dans l'*annexe 2*.

Sondage de type 1 :

Les résultats positifs obtenus précédemment pour MD3 et MD4 sont confirmés. Des résultats intéressants sont obtenus pour 7 sondages supplémentaires (MD7, MD9, MD10, MD12, MD14, MD15 et MD100). L'inversion conserve bien le découpage de l'aquifère en deux couches avec la plus conductrice en profondeur. Un aquifère productif d'épaisseur supérieur à 5 m serait présent dans chacun de ces sondages, sauf en MD9 et MD12. Le rapport entre la résistivité « vraie » de l'aquifère sec et de l'aquifère productif serait maximal pour les sondages MD7, MD9, MD100 ce qui militerait en faveur d'une eau plus minéralisée. Cette tendance correspond effectivement aux résultats des mesures de la conductivité des eaux dans les forages.

Sondage de type 2 :

Cette tentative est infructueuse, les équivalences sont trop importantes, il est impossible de caractériser l'aquifère.

Cette approche qui consiste à tenter d'imposer un modèle hydrologique *a priori* est donc relativement efficace.

a-4 Interprétation qualitative contrainte par les épaisseurs fournies par les forages : étalonnage des sondages électriques. Existe-t-il une loi entre les résistivités interprétées des formations et la conductivité des eaux ?

Il est classique d'étalonner les sondages électriques réalisés à proximité des forages par une inversion contrainte, en imposant les épaisseurs relevées dans les forages. C'est une manière de résoudre les problèmes d'équivalence et de déterminer de manière unique la résistivité des couches.

Les résultats obtenus pour les sondages MD2, MD5, MD9 et MD50 ne sont pas probants. Pour MD2 et MD5, c'est en raison de l'influence prépondérante du graphite ; pour MD9, l'aquifère intègre à la fois les formations argilo-sableuses de surface et le socle altéré, pour MD50, le conducteur de surface ($2 \Omega m$) supprime toute sensibilité en profondeur.

Pour les autres sondages électriques en revanche, les résultats sont très cohérents. Les courbes interprétées pour cet étalonnage sont présentées dans l'*annexe 3*.

D'une part, l'aquifère productif est plus conducteur que la même formation non saturée et d'autre part, le rapport entre les résistivités interprétées est quasi-proportionnel à la conductivité de l'eau (figure V- 13). C'est bien ce qui est attendu de l'application de la loi d'Archie à une formation donnée, à porosité constante. Pour des conductivités des eaux inférieures à $1000 \mu S.cm^{-1}$ ($\rho > 10 \Omega m$), la loi semble différente ou la sensibilité est insuffisante.

Pour les conductivités élevées, cette loi établie à partir de dix forages doit pouvoir servir de guide pour l'interprétation de tout nouveau sondage électrique réalisé dans cette région.

La valeur absolue de la résistivité de l'aquifère n'est pas donc le critère déterminant comme il a été montré ci-dessus. En revanche, le rapport entre la résistivité de la zone non saturée et celle de l'aquifère dans une même formation paraît pertinent chaque fois qu'il pourra être déterminé avec une incertitude suffisamment faible. Certes, les conditions de surface, ou la position du niveau statistique au sein de la couverture de l'altération ou de l'aquifère potentiel, peuvent être telles que en raison des lois d'équivalence l'incertitude sur la valeur de ce rapport ne permette pas de conclure.

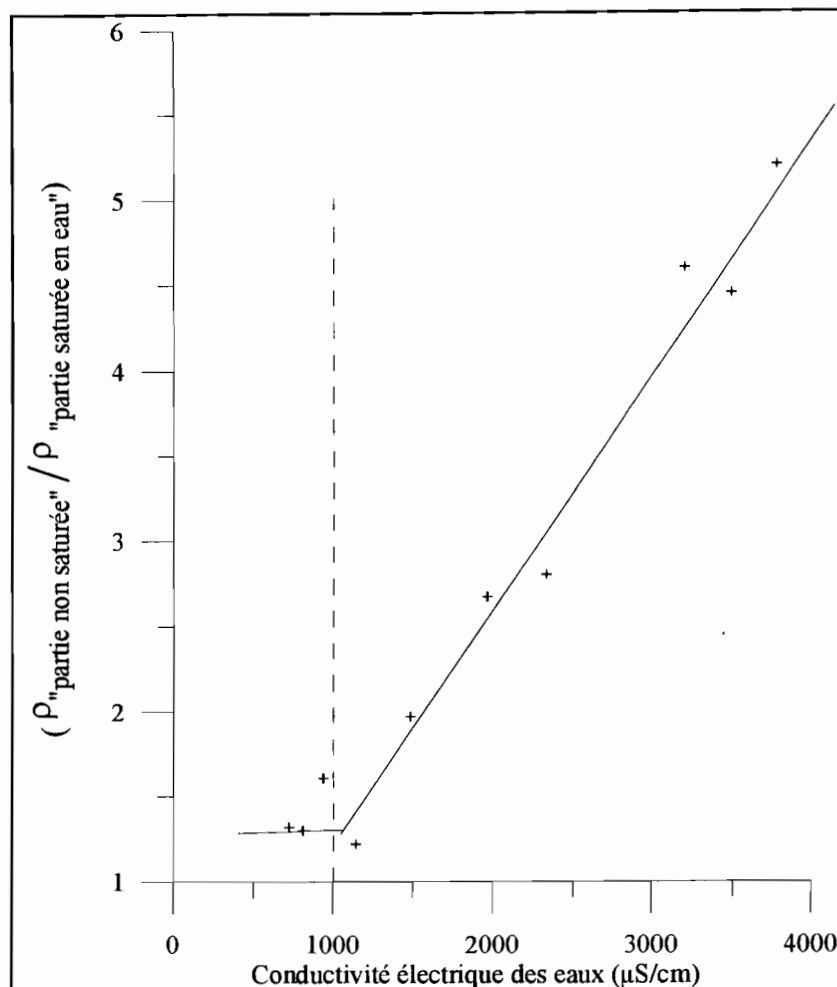


Figure V - 13 : Relation empirique entre la conductivité électrique de l'eau et les résistivités interprétées.

b- Interprétation des sondages TDEM

Comme il a été dit ci-dessus, plusieurs courbes de sondages ne peuvent pas être interprétées à partir de modèles 1D classiques du fait des phénomènes de polarisation et de superparamagnétisme.

Les résultats d'une interprétation sans contraintes sont présentés dans l'*annexe 4*. Des modèles à 3 ou 4 terrains suffisent en général. Comme pour les sondages électriques, la nature de la couche d'altération est bien caractérisée par les valeurs des résistivités vraies

des deux premières couches : elle est argileuse en MD7 et en MD14, argilo-sableuse pour la plupart des autres sondages et nettement sableuse en MD3 et MD13.

Concernant l'aquifère, comme pour les sondages électriques, seuls MD4 et MD100 montrent une succession conforme au modèle hydrogéologique avec l'aquifère potentiel sec résistant entre la couche d'altération et l'aquifère productif plus conducteur. Les valeurs absolues des résistivités de l'aquifère productif ne permettent pas non plus de tirer des conclusions sur la conductivité des eaux.

c - Interprétation combinée des sondages électriques et des sondages TDEM – Inversion simultanée.

On sait que les sensibilités aux formations résistantes du sondage électrique et du sondage TDEM sont différentes, alors que leurs sensibilités aux formations conductrices sont voisines. Il a été montré que l'inversion simultanée conduit à un modèle mieux contraint que celui obtenu avec chaque inversion séparément (Albouy *et al.*, 2000). Les résultats obtenus sont fournis dans l'*annexe 5*.

Pour chacun d'entre eux, on constate que le rapport entre la résistivité de la zone non saturée et celle de l'aquifère peu productif est relativement bien contraint, ce qui permet une meilleure utilisation de la loi empirique obtenue pour l'étalonnage à partir des forages, donc une bonne caractérisation de la qualité des eaux.

d- Synthèse

L'interprétation quantitative de sondages électriques ou de sondages électromagnétiques isolés ne permet de répondre qu'à une partie des objectifs. Elle permet de caractériser la nature plus ou moins argileuse ou plus ou moins sableuse de la zone altérée et elle fournit un bon ordre de grandeur de son épaisseur moyenne.

Pour ce qui est de la qualité des eaux, l'information peut rarement être extraite directement des sondages isolés sauf lorsque les conditions de surface et la position du niveau statique sont favorables (MD3). Le point le plus important est le fait que les valeurs absolues des résistivités « vraies » ou « interprétées », ne permettent pas de tirer des conclusions sur la qualité des eaux ; il faut s'adresser au rapport entre les résistivités de

l'aquifère productif et de l'aquifère sec. Ainsi, après étalonnage à partir de dix forages, néanmoins, une loi empirique a été établie, qui lie le rapport entre la résistivité de l'aquifère sec et celle de l'aquifère productif à la conductivité de l'eau. Par conséquent, pour tout nouveau sondage électrique réalisé dans cette région, ou mieux pour toute combinaison sondage électrique plus sondage électromagnétique, chaque fois que l'on pourra déterminer les bornes inférieures et supérieures de ce rapport, on pourra en tirer une conclusion concernant la qualité des eaux.

VI- PRESENTATION DES RESULTATS DE L' IMAGERIE ELECTRIQUE 2D

VI-1 Analyse qualitative

Afin de mieux comprendre et interpréter les images électriques obtenues, nous avons réalisé un test sur un modèle synthétique d'aquifère de socle comportant une couverture d'altération et d'un milieu fracturé. Il s'agit du modèle conceptuel d'aquifère de socle représenté par le système b sur la figure I-1 dans le premier chapitre.

Ce modèle comporte une couche conductrice de résistivité égale à $50 \Omega \text{ m}$ représentant la couverture d'altération et le milieu fracturé et surmonte un substratum de résistivité égale à $1000 \Omega \text{ m}$.

Pour la modélisation directe, le calcul de la distribution de la résistivité apparente correspondant aux dispositifs Wenner α et Wenner β a été fait à l'aide du logiciel RES2DMOD développé par Loke et Barker (1996).

La pseudosection obtenue donne une première information qualitative de la distribution de la résistivité apparente. L'interprétation de ces résistivités apparentes en cohérence avec la géologie du milieu nécessite l'inversion des données.

Cette inversion des résistivités apparentes auxquelles est ajouté un bruit gaussien égal à 5% a été réalisée à partir du logiciel RES2DINV développé par Loke et Barker (1996). Comme la plupart des logiciels d'inversion, la méthode d'inversion

de ce code de calcul fait appel au problème direct, dans un premier temps, pour déterminer la distribution des résistivités apparentes. L'inversion des données consiste ensuite à minimiser par des méthodes itératives les écarts entre les résistivités apparentes issues du modèle direct et celles mesurées.

Les pseudosections ainsi obtenues pour ce modèle d'aquifère de socle sont représentées sur la figure V-14. Il ressort de ces résultats que l'influence de la fracture est peu marquée sur la pseudosection correspondant au Wenner α . On obtient une structure subtabulaire. En Wenner β , elle se traduit par une anomalie de résistivité bien marquée. L'inversion de ces résistivités apparentes met bien en exergue cette différence de résolution latérale de ces deux dispositifs.

Nous constatons que le dispositif en Wenner α n'a pas pu résoudre nettement la présence de la fracture. La réponse du Wenner β est meilleure pour la délimitation de la zone de fracture mais la résolution en profondeur de ce dispositif est plus faible que celle de Wenner α .

D'où l'intérêt de l'inversion conjointe des résistivités apparentes obtenues par ces deux types de dispositifs, les résultats obtenus sont satisfaisants aussi bien pour la forme que la profondeur de la structure.

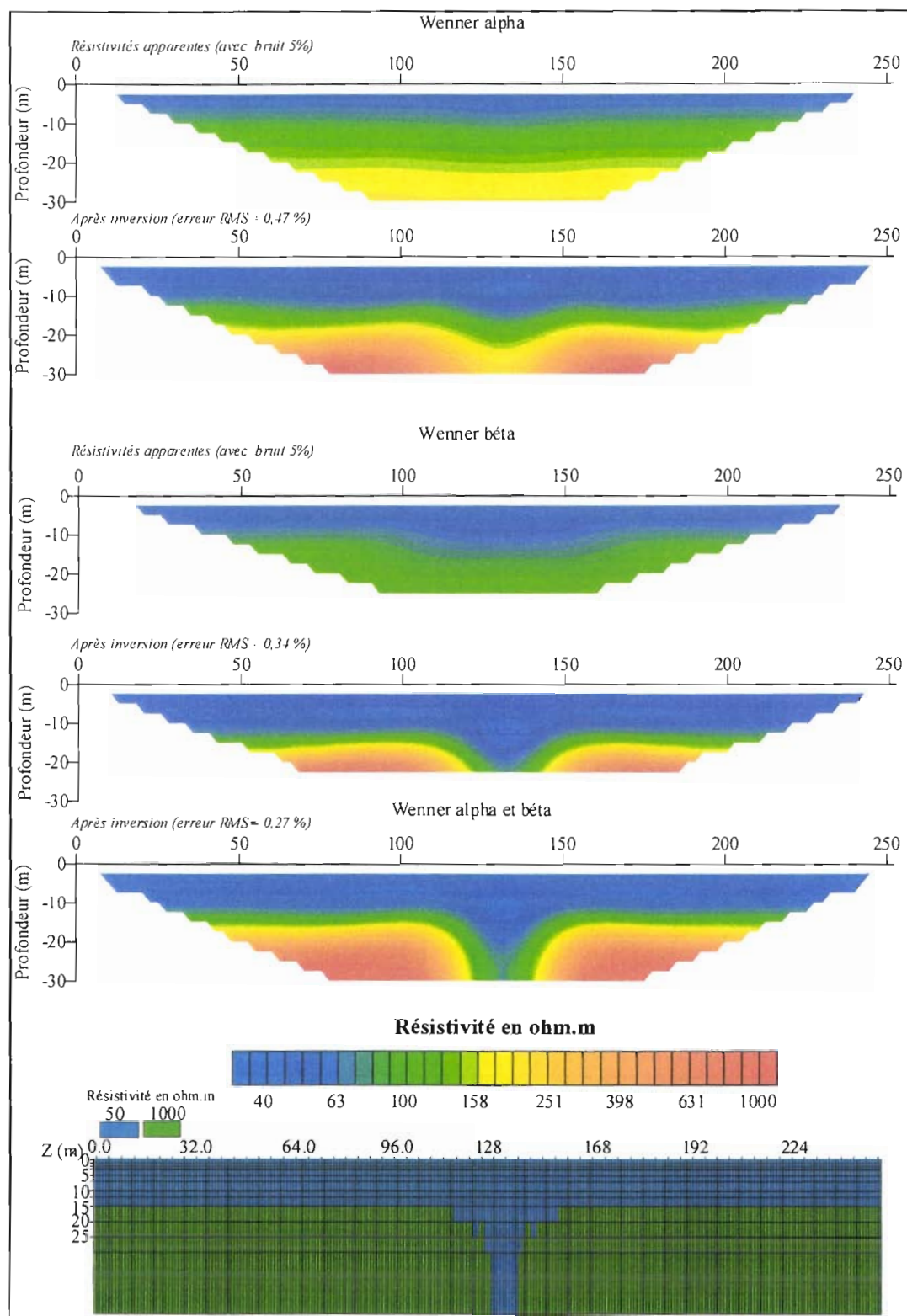


Figure V - 14 : Réponse en imagerie électrique 2D d'un modèle conceptuel d'un aquifère de socle.

VI-2 Interprétation quantitative

Pour la présentation des résultats, nous avons classé les forages en quatre groupes selon la qualité et la disponibilité en eau de ces forages. En fonction des paramètres disponibles dans le dossier du forage, la transmissivité ou le débit cumulé de la première venue d'eau (Q_c) ou le rabattement constaté pour un débit moyen déterminé après quatre heures de pompage d'essai sont les critères retenus concernant la disponibilité des ressources en eau. Ainsi, nous avons établi le tableau suivant :

Eau minéralisée T faible ou Q_c faible	Eau minéralisée T élevée ou Q_c élevé	Eau peu minéralisée T faible ou Q_c faible	Eau peu minéralisée T élevée ou Q_c élevé
Andalakaolo - MD3 Andalipito - MD100 Ifanombike - MD7* Lahimanara - MD4	Ikoroma - MD22 Modohoika bas - MD13*	Modohoika haut - MD12 Andemby - MD23*	Ankafoja – MD20* Dasotsy-MD21 Ambatomasy-MD5* Vohitsanomby- MD24

Tableau V- 1: Classification des forages suivant la qualité et la disponibilité des eaux

* : Les imageries correspondantes sont présentées dans l'*annexe 6*.

♦ Eau minéralisée – Faible transmissivité

Andalakaolo – MD3

Le forage à Andalakaolo est un exemple illustrant la rareté et la qualité médiocre des eaux souterraines dans le Sud de Madagascar.

Le forage à Andalakaolo est caractérisé par une minéralisation des eaux élevée, exprimée par une forte conductivité des eaux égale à $4020 \mu S cm^{-1}$ soit une résistivité de l'eau égale à $0.25 \Omega m$. Le pompage d'essai d'une durée de quatre heures effectué lors de la réalisation de ce forage a montré un rabattement égal à 15.94 m pour un débit moyen de $0.4 m^3 h^{-1}$. Cette constatation est confirmée par la faible valeur de transmissivité en ce forage $T = 2.6 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1}$.

Un panneau électrique d'une longueur de 285 m, de configuration pôle-dipôle avec une distance entre les électrodes égale à 3 m a été réalisé à proximité du forage. L'accessibilité locale et le sens général Nord - Sud de la direction de l'écoulement des eaux souterraines nous ont guidé à choisir un azimuth subméridien pour ce panneau.

L'imagerie électrique résultante (figure V-15) fait apparaître une structure 2D caractérisée par une variation latérale de la résistivité. A partir de l'abscisse $X = 150$ m, on observe pour le premier niveau des résistivités de l'ordre de $400 \Omega \text{ m}$ en moyenne. Ces valeurs sont associées au socle cristallin plus ou moins fissuré. Au Sud de ce compartiment résistant vers $X = 50$ m, on a un secteur très restreint cinq fois plus conducteur, de résistivité égale à $80 \Omega \text{ m}$. Morphologiquement, cette zone correspond à une faible dépression donc plus favorable à un épaissement de l'altération. De cette image électrique, on identifie aussi la présence de deux couloirs de résistivité respectivement égale à $80 \Omega \text{ m}$ et $200 \Omega \text{ m}$. Il pourra s'agir des fractures ou zones de fissures qui n'ont pas été révélées par les photographies aériennes et l'image satellitaire. La bonne cohérence entre l'imagerie électrique et la coupe de forage, nous amène à identifier le couloir de résistivité de $200 \Omega \text{ m}$ à une zone de fissures qui s'étale en dessous de la zone de résistivité de $400 \Omega \text{ m}$.

Nous en déduisons, à partir de l'examen des contrastes de résistivité, que du point de vue hydrogéologique, ce forage est implanté sur une zone à réservoir limité : faible épaisseur d'altération, exploitant l'aquifère dans les fissures. Cet aquifère de fissure est électriquement résistant ($200 \Omega \text{ m}$) probablement peu fissuré. Cette constatation est en accord avec la faible transmissivité.

A partir de l'imagerie électrique, nous pensons qu'une implantation autour de $X = 40$ m aurait pu être meilleure du fait de la présence d'un couloir relativement conducteur (de résistivité égale à $80 \Omega \text{ m}$), associé à une fracture.

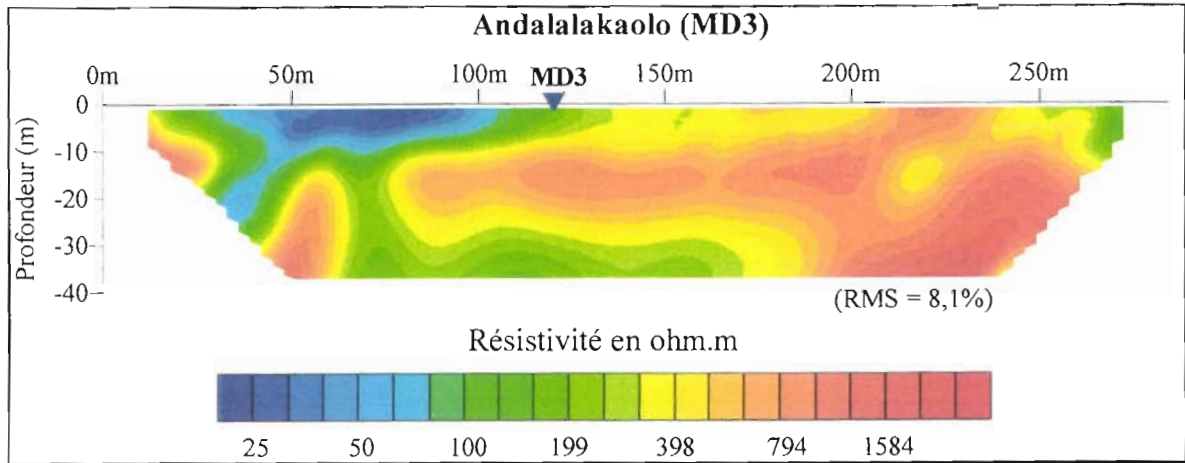


Figure V - 15 : Image des résistivités électriques du sous-sol à Andalakaolo (MD3)

Andalipito (MD100)

Le forage à Andalipito présente des caractéristiques identiques à celui d'Andalakaolo : fort rabattement qui est de 21.37 m après quatre heures de pompage d'essai avec un débit moyen de $0.7 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. La transmissivité est égale à $2.10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. L'eau en ce forage est aussi minéralisée, la conductivité électrique de l'eau observée en octobre 2000 est $CE = 2700 \text{ } \mu\text{S cm}^{-1}$, soit une résistivité de l'eau égale à $0.37 \text{ } \Omega \text{ m}$. A proximité de ce forage ont été réalisés deux panneaux électriques croisés, de 285 m et de 316 m de longs.

Pour chaque panneau, les deux dispositifs Wenner α et β ont été mis en œuvre dans le but de conjuguer leurs avantages respectifs : sensibilité verticale pour Wenner α et sensibilité latérale pour Wenner β .

Un linéament N060 relevé lors de l'étude de la fracturation a été recoupée par les deux panneaux électriques aux abscisses $X = 128 \text{ m}$ et $X = 192 \text{ m}$. Il a été matérialisé par les imageries électriques comme un couloir conducteur. La différence de résistivité sur les deux profils s'explique par une éventuelle hétérogénéité du remplissage de cette fracture.

Comme le montrent les images électriques présentées sur la figure V-16, le forage à Andalipito a été implanté dans une dépression associée à une zone de broyage, favorable à un épaissement de l'altération et exploite un aquifère de fissures.

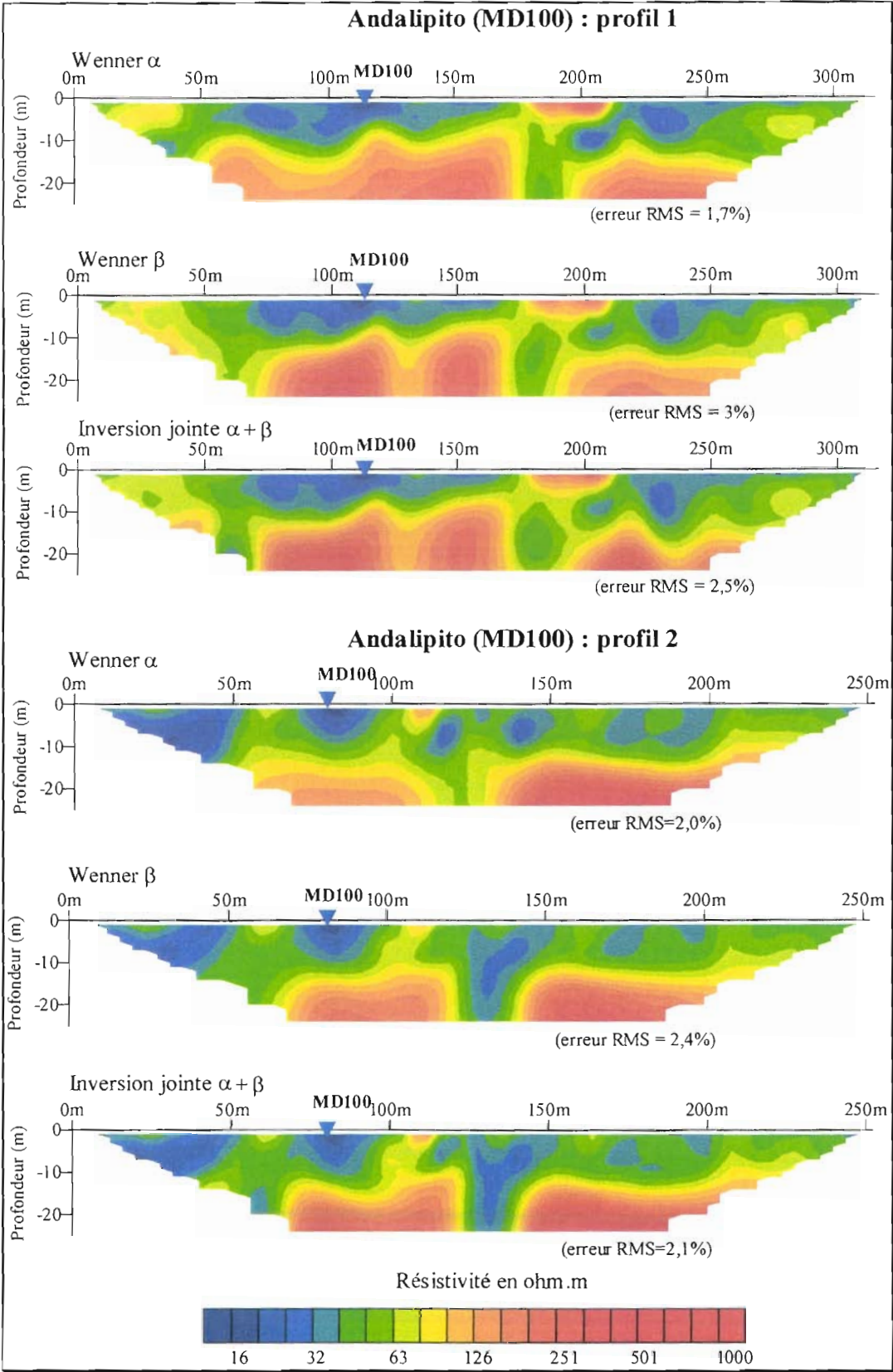


Figure V - 16 : Images des résistivités électriques du sous-sol à Andalipito (MD100)

Lahimanara (MD4)

Morphologiquement, ce forage a été implanté dans un thalweg. L'eau de ce forage a une conductivité électrique égale à $1346 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, soit une résistivité égale à $0.74 \Omega \cdot \text{m}$. Ce forage a produit un débit de $1.6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Lors de l'implantation du forage, un pompage d'essai d'une durée de quatre heures a créé un rabattement de 6.75 m pour un débit moyen de $1.1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. La transmissivité est égale à $1.4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

L'interprétation des photo-aériennes et de l'image satellitaire a montré l'existence de linéaments orientés N040 et N130 dans ce secteur. Pour identifier la nature de ces linéaments, nous avons réalisé à proximité de ce forage deux profils d'imagerie électrique croisés, recoupant ces linéaments et de 237 m de long. Les deux dispositifs Wenner α et β ont été mis en œuvre pour chaque panneau électrique. Les résultats de l'inversion des imageries électriques obtenues à Lahimanara illustrent bien (figure V-17) les avantages de chaque dispositif Wenner α et β ainsi que l'apport de l'inversion conjointe de ces deux jeux de données.

Le modèle géoélectrique obtenu par le dispositif Wenner α montre en profondeur des structures résistantes subhorizontales. Par contre, le Wenner β qui présente une profondeur d'investigation plus faible, est très sensible à la variation latérale des résistivités. Il révèle la présence d'une anomalie subverticale conductrice entre deux compartiments résistants. Géologiquement, elle est attribuée à une structure fracturée correspondant au linéament identifié sur les photographies aériennes et image satellitaire. Avec le Wenner α , cette anomalie n'apparaît que sous la forme d'une petite bosse.

L'inversion conjointe des données issues de ces deux dispositifs a confirmé, avec une meilleure résolution de la profondeur, l'existence de ces anomalies subverticales conductrices correspondant à des structures fracturées.

Il ressort des images électriques obtenues que le forage à Lahimanara MD4 est situé sur une zone de fracture ($X = 112 \text{ m}$ sur le premier panneau et $X = 124 \text{ m}$ sur le deuxième panneau). Les altérites de résistivités allant de $5 \Omega \cdot \text{m}$ à $80 \Omega \cdot \text{m}$ ont une épaisseur de 10 m environ et surmontent un substratum résistant correspondant au socle sain ou fissuré. L'épaisseur ainsi obtenue est en accord avec celle de la coupe de forage.

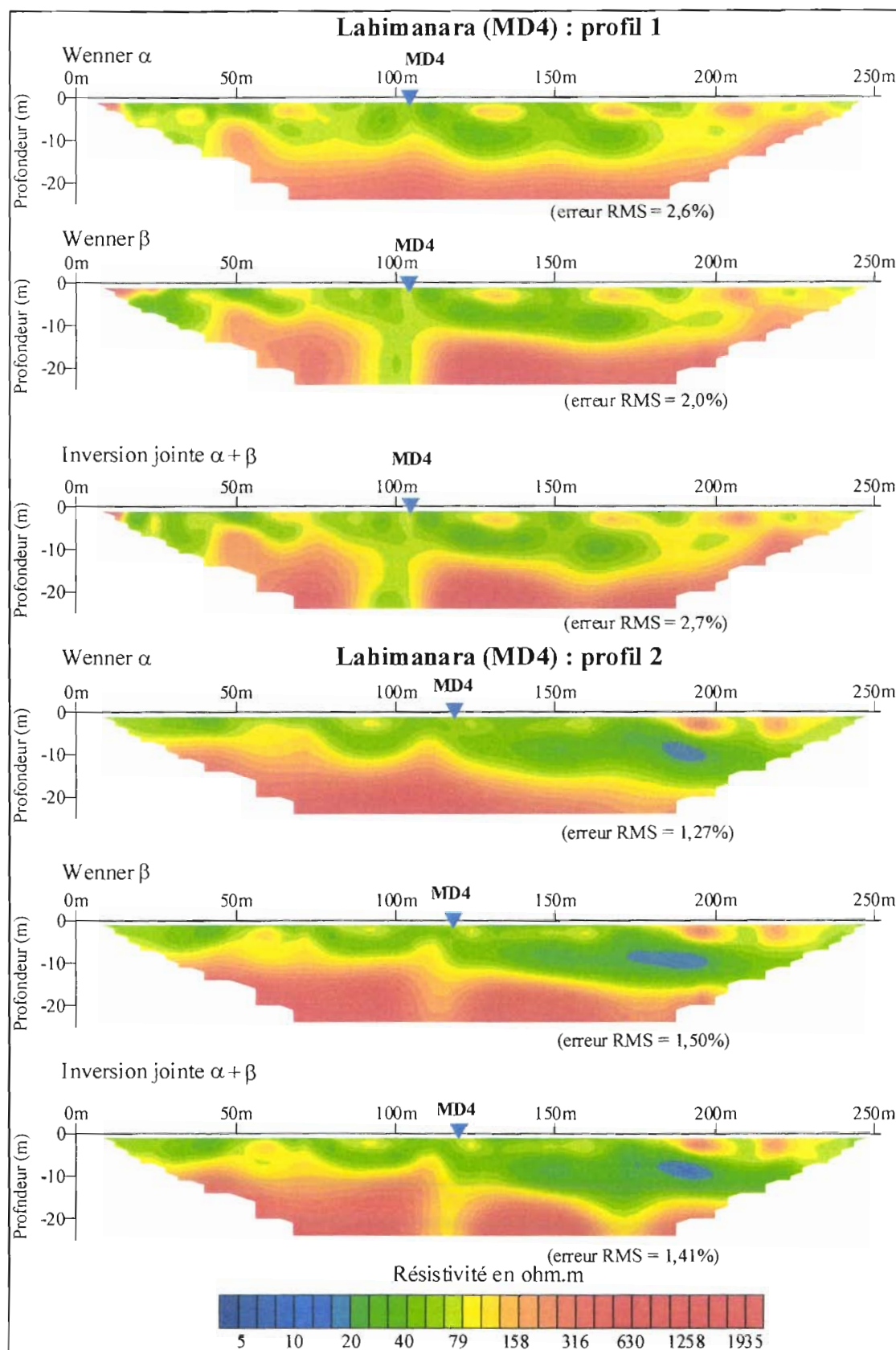


Figure V - 17: Image des résistivités électriques du sous-sol à Lahimanara (MD4)

◆ **Eau minéralisée, transmissivité élevée, Qc élevé**

Ikoroma (MD22)

Dans ce secteur d'étude, seul ce forage d'Ikoroma (MD22) a donné un débit élevé égal à $10 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. Lors de l'exécution de ce forage, après quatre heures de pompage d'essai, un rabattement de 14.89 m a été observé pour un débit moyen de $4.2 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. La transmissivité est égale à $3.1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, la conductivité électrique des eaux est de $5840 \mu\text{S cm}^{-1}$ (valeur mesurée en octobre 2000).

Ce secteur de Ikoroma est caractérisé par la présence de linéaments identifiés sur les photographies aériennes et l'image satellitaire. Un panneau électrique de 381 m de long, orienté N085, de configuration pôle-dipôle a été réalisé à proximité de ce forage. Le modèle géoélectrique obtenu fait apparaître une structure en forme de graben. Vers l'Est de ce panneau électrique, situé à des abscisses inférieures à 200 m, on observe un horizon conducteur sur une épaisseur moyenne de 10 m. Il s'agit des altérites avec quelques passées argileuses en surface exprimées par les anomalies conductrices superficielles de résistivités d'environ $25 \Omega \text{ m}$. Cet ensemble conducteur surmonte un bloc résistant, correspondant au socle fissuré, de résistivité allant de $150 \Omega \text{ m}$ à $1500 \Omega \text{ m}$. A l'intérieur de ce bloc résistant, on observe en profondeur des structures conductrices, de résistivité de l'ordre de $80 \Omega \text{ m}$. Il s'agit probablement d'une structure fracturée.

Vers l'Ouest $X = 200 \text{ m}$, sur ce panneau électrique, on constate un abaissement du bloc résistant dû probablement à une faille matérialisée par le couloir conducteur en $X = 190 \text{ m}$. Les altérites voient ainsi leur épaisseur égale à 20 m en moyenne. Vers l'abscisse $X = 300 \text{ m}$, le socle fissuré remonte en affleurement.

Sur cette image électrique (figure V-18), le forage d'Ikoroma d'une profondeur de 22m, se situe à l'abscisse $X = 35 \text{ m}$. Ce forage est implanté dans un thalweg où les altérations atteignent environ 10 m d'épaisseur. Le forage exploite un aquifère de fissures. Comme dans le cas du forage à Andalakaolo (MD3), nous nous posons aussi ici la question si une implantation du forage vers $X = 200 \text{ m}$ n'aurait pas pu produire une eau de meilleure qualité en bénéficiant de la forte épaisseur d'altérite et de drainage lié à une faille ?

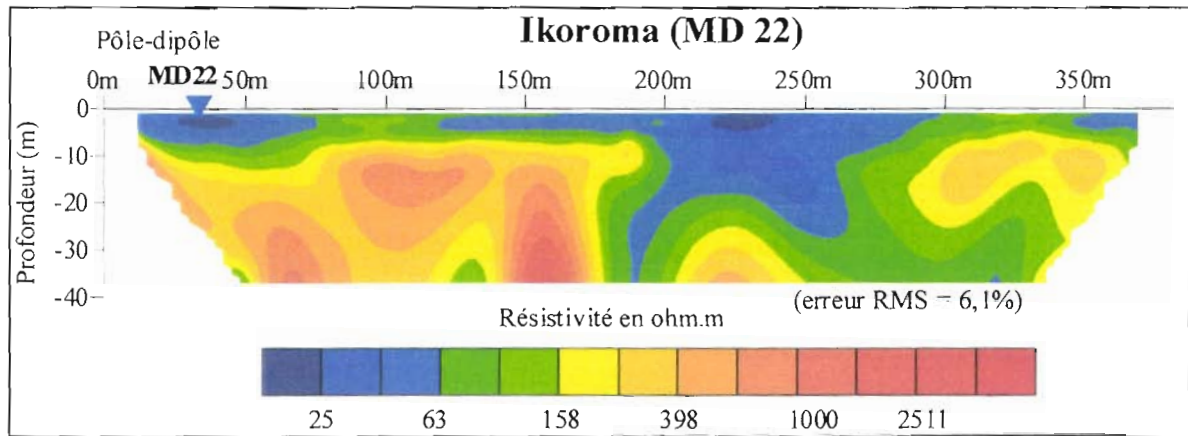


Figure V - 18 : Images des résistivités électriques du sous-sol à Ikoroma (MD22)

♦ Eau peu minéralisée, transmissivité faible

Modohoika Haut (MD12)

Le forage à Modohoika haut est implanté sur un plateau. Il a présenté un rabattement de 4.07 m pour un débit moyen de $0.9 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ lors du pompage d'essai qui a duré quatre heures. La transmissivité est relativement faible $T = 2 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$. En octobre 2000, la conductivité électrique des eaux est de $720 \mu\text{S cm}^{-1}$.

L'interprétation des photographies aériennes et de l'image satellitaire a relevé un linéament orienté N120 dans le secteur. Pour identifier la nature de ce linéament, nous avons réalisé en Mai 1999 un panneau électrique de 385 m de long, de configuration pôle-dipôle traversant ce linéament autour de l'abscisse $X = 100 \text{ m}$.

L'examen de l'imagerie électrique (figure V-19) montre un fort développement latéral d'une horizon conducteur, d'épaisseur moyenne égale à 20 m et de résistivité variant entre $25 \Omega \text{ m}$ et $130 \Omega \text{ m}$. Il s'agit des altérites sableuses pour lesquelles la variation de la résistivité est liée à la présence d'argile. Le long de ce panneau électrique, on a identifié que le linéament N120 est lié à la présence de fracturation qui se manifeste par une variation latérale des résistivités électriques. Une deuxième fracturation apparaît à l'abscisse $X = 210 \text{ m}$, correspondant aussi à une anomalie conductrice encadrée par de fortes valeurs de résistivités ($400 \Omega \text{ m} - 1000 \Omega \text{ m}$) attribuées à des roches saines non fissurées. L'approfondissement de la base des altérites traduit une structure fracturée.

Ainsi, deux types de réservoirs aquifères apparaissent sur cette imagerie électrique. Il s'agit, du réservoir d'altérite conductrice surmontant le socle sain résistant, et des couloirs d'anomalies conductrices correspondant à des zones de fractures affectant le socle. Ce forage a été implanté dans une zone hydrogéologiquement favorable : forte extension des altérites, présence de fracture.

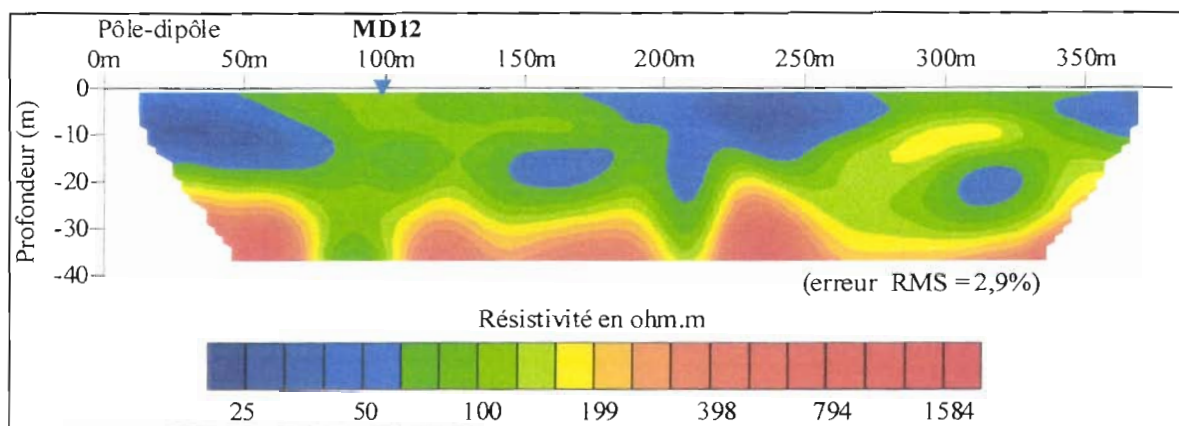


Figure V - 19: Images des résistivités électriques du sous-sol à Modohoika haut (MD12)

♦ Eau peu minéralisée, transmissivité élevée

Malgré la présence de forages à forte minéralisation des eaux et/ou à faibles débits, des forages présentant des eaux de bonne qualité (conductivité électrique inférieure à $1000 \mu\text{S cm}^{-1}$) et de transmissivité élevée de l'ordre de $10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ont été rencontrés dans la région d'Andalatanosy. Nous présentons dans la suite deux exemples.

Vohitsanomby (MD24)

Deux panneaux électriques croisés de longueur respective 285 m et 316 m, avec des configurations Wenner α et β ont été réalisés à proximité du forage. Ces panneaux ont été orientés Nord-Sud et Est Ouest de façon à traverser les linéaments (N020 et N100) relevés sur les photographies aériennes et sur l'image satellitaire. Le forage à Vohitsanomby (MD24) est caractérisé par une transmissivité relativement élevée ($T = 2.1.10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) comparée aux autres valeurs de transmissivité rencontrées dans cette zone d'étude. Le faible rabattement égal à 0.90 m pour un débit moyen de $0.9 \text{m}^3 \text{h}^{-1}$ après quatre heures

d'essai de pompage lors de l'exécution de ce forage est cohérent avec la transmissivité obtenue. Ce forage procure aussi de l'eau à faible minéralisation $CE = 900 \mu S \text{ cm}^{-1}$ (valeur mesurée en octobre 2000).

Au niveau du forage qui se situe à $X = 164 \text{ m}$ pour le premier panneau électrique et à $X = 64 \text{ m}$ pour second panneau, les profils d'imagerie électrique montrent un enfoncement de l'horizon conducteur qui suppose une structure fracturée en profondeur. La présence de cette fracture est confirmée par l'analyse des photographies aériennes et des images satellitaires. Le couloir conducteur situé entre deux compartiments résistants autour de $X = 210 \text{ m}$ sur le deuxième profil traduit une structure fracturée correspondant au linéament N100 (figure V-20).

L'implantation de ce forage MD24 a été faite sur une zone dépressionnaire. La présence des fractures d'environ 15 m de large d'après les imageries électriques est très favorable au drainage des eaux souterraines.

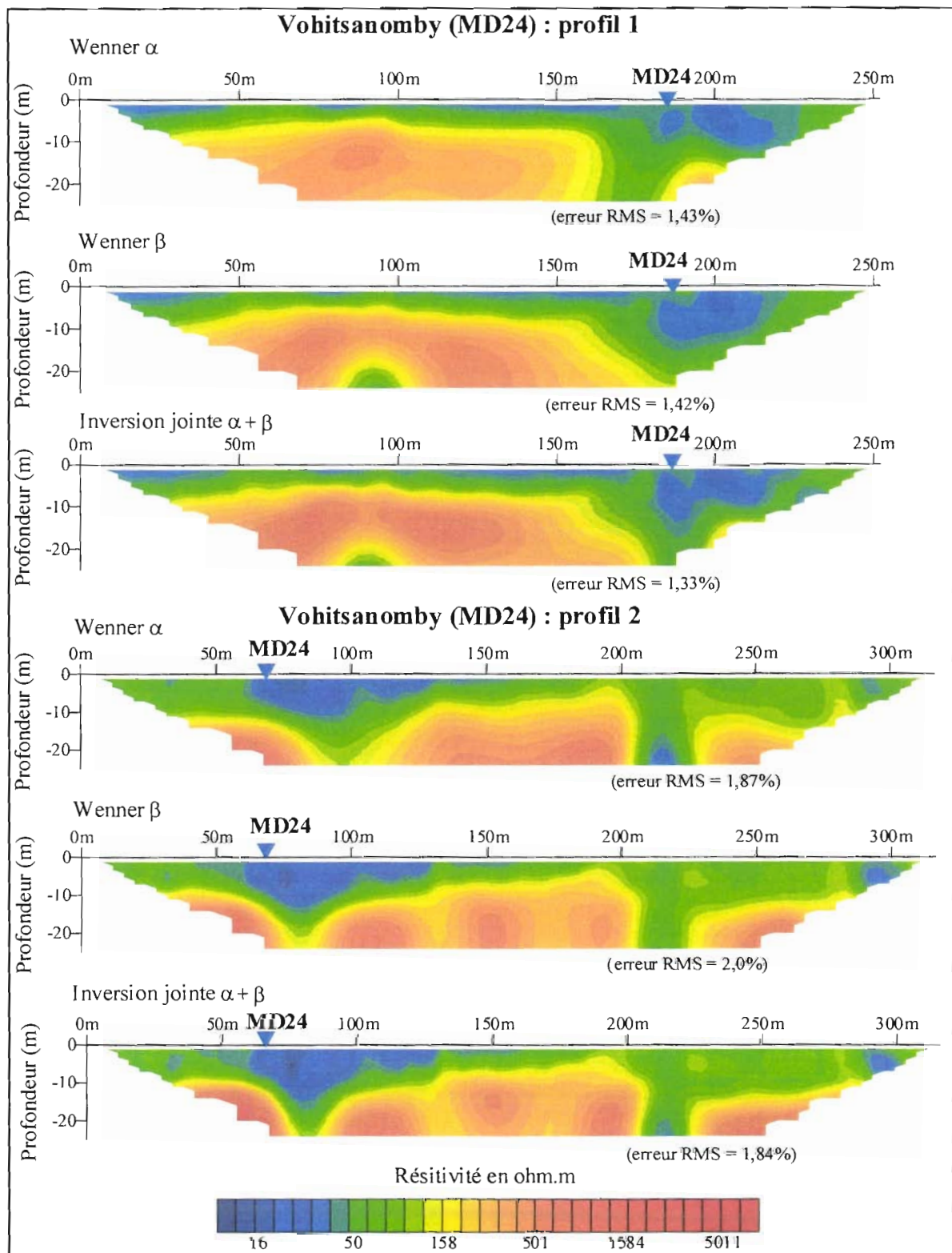


Figure V - 20 : Images des résistivités électriques du sous-sol à Vohitsanomby (MD24)

Dasotsy (MD21)

Implanté dans une zone de dépression, donc bon réceptacle de la recharge, le forage à Dasotsy (MD21) a produit un débit de $2.3 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, l'eau est à faible minéralisation avec une conductivité électrique égale à $790 \mu\text{S cm}^{-1}$ en octobre 2000.

Un panneau électrique de 189 m de long orienté N094 a été réalisé à proximité de ce forage. Le dispositif pôle-dipôle a été mis en œuvre dans le but d'identifier des structures subverticales correspondant aux linéaments relevés sur les photographies aériennes et l'image satellitaire. L'imagerie électrique obtenue en ce forage est représentée sur la figure V-21. Elle montre une structure superficielle sub-tabulaire, de 10 m d'épaisseur et de résistivité comprise entre $10 \Omega \cdot \text{m}$ et $250 \Omega \cdot \text{m}$. Cet horizon correspond à des altérites plus ou moins argileuses.

En profondeur, le modèle géoélectrique montre une variation latérale de la résistivité électrique au moins sur 40 m de large. Malheureusement, à cause d'une accessibilité difficile sur le site, nous n'avons pas pu étendre le dispositif pour voir les limites vers l'Est (début du profil) de cette variation latérale de résistivité.

Le forage à Dasotsy (MD21) de 20 m de profondeur se projette sur ce panneau électrique à $X = 53 \text{ m}$. La bonne corrélation entre la coupe du forage et le modèle géoélectrique d'une part, et les contrastes de résistivités électriques observées d'autre part, nous permettent d'attribuer ces terrains de résistivité comprise entre $250 \Omega \cdot \text{m}$ à $400 \Omega \cdot \text{m}$ au socle fissuré et à une zone broyée. La présence de cette zone broyée a été confirmée par les linéaments observés sur les photographies aériennes et l'image satellitaire.

En résumé, ce forage à Dasotsy (MD21) se situe donc sur une zone hydrogéologiquement favorable : fort développement latéral des altérites et présence d'une structure drainante qu'est une zone broyée. Les paramètres hydrodynamiques de ce forage s'accordent bien à cette constatation.

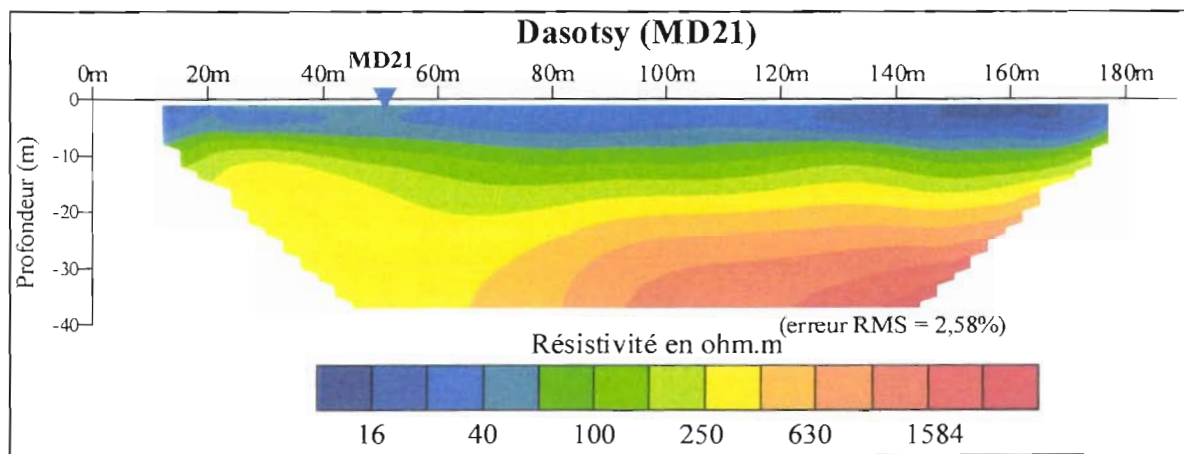


Figure V - 21 : Images des résistivités électriques du sous-sol à Dasotsy (MD21)

VII- PRESENTATION DES RESULTATS DES SONDAGES RMP

Nous présentons ci-après un résumé du rapport de BRGM intitulé « Caractérisation par Résonance Magnétique Protonique (RMP) des aquifères du socle de la région d'Andalatanosy (Madagascar) » d'après Baltassat et Legchenko (2001).

Quatorze sites de forages ont fait l'objet des sondages RMP. Dans les cas où les variations du champ magnétique terrestre dépassent 200 nT à l'échelle de la boucle émettrice, les mesures RMP ne sont généralement pas possibles. Le résultat d'un sondage est d'autant plus sûr que le rapport signal sur bruit est élevé.

Parmi ces quatorze sites de forages (tableau V-2):

- deux sites ont des mesures inexploitable du fait d'un fort gradient du champ géomagnétique ;
- deux sites présentent des mesures de mauvaise qualité ;
- sept sites ont des mesure de qualité moyenne ; c'est à dire que les différents paramètres mesurés (fréquence, phase, amplitude) sont en cohérence mais que le signal RMP n'est pas observé de manière sûre du fait du mauvais rapport signal sur bruit. Il convient ici de

distinguer le sondage réalisé à Vohitrarivo (MD14) où le signal correspondant à l'eau a été observé de manière sûre ;

- trois sites présentent des mesures de bonne qualité.

Forage	Amplitude des variations du champ magnétique (nT)	Dispositif de mesure	Rapport signal sur bruit	Qualité des données
MD2	15	8 carré, 37m	1.06	Bonne
MD3	90(240)	8 carré, 37m	0.7	Moyenne
MD4	1400	8 carré, 37m		Inexploitable
MD5	70	8 carré, 75m	2.5	Bonne
MD6	8	8 carré, 37m	0.4	Moyenne ?
MD7	20	8 carré, 37m	0.5	Moyenne ?
MD9	10	8 carré, 37m	0.5	Moyenne
MD14	110	8 carré, 37m	1.9	Moyenne
MD15	30	8 carré, 37m	0.5	Moyenne
MD16	70	8 carré, 37m		Inexploitable
MD18	90	carré, 37m	0.4	Mauvaise
MD21	140	8 carré, 37m	0.5	Mauvaise
MD23	25	8 carré, 37m	1.8	Bonne
MD24	600	8 carré, 37m	0.9	Moyenne ?

Tableau V- 2 : Caractéristiques des sondages RMP

Dans le secteur Est d'Andalatanosy, le signal RMP n'a été observé dans aucun des sondages réalisés. Les teneurs en eaux calculées sont toujours inférieures à 1%, cette absence de signal est due soit aux variations du champ magnétique observées soit à l'absence d'eau.

Dans le secteur ouest d'Andalatanosy, le sondage RMP effectué à Vohitsanomby (MD24) a présenté un gradient du champ géomagnétique de plus de 280 nT dans l'emprise de l'antenne.

L'ensemble des sondages interprétables a montré une couche aquifère à des profondeurs comprises entre 1 m et 13 m correspondant bien à la profondeur des altérites définies par les forages. Le toit de cet aquifère peut être différent du niveau statique mesuré. Le niveau piézométrique peut être déprimé au niveau du forage du fait des pompages et un sondage RMP intègre le toit de la couche d'eau dans un volume formé par un cylindre vertical de diamètre égal à environ 1.5 fois le diamètre de la boucle et de hauteur égal à ce diamètre. En profondeur, la teneur en eau est très faible, de l'ordre de 1%. Un contraste de teneur en eau bien net se distingue à Vohitrarivo MD14 et à Andemby MD23. Le forage à Andalakaolo MD3 qui a de mauvaises caractéristiques hydrogéologiques (faible débit : $0.7 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$, faible transmissivité : $2.6 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) présente une teneur en eau faible.

Les teneurs en eau obtenues sur les quatre forages de bonne qualité de sondage RMP et la teneur en eau observée à Andalakaolo (MD3) sont représentées sur la figure V-22.

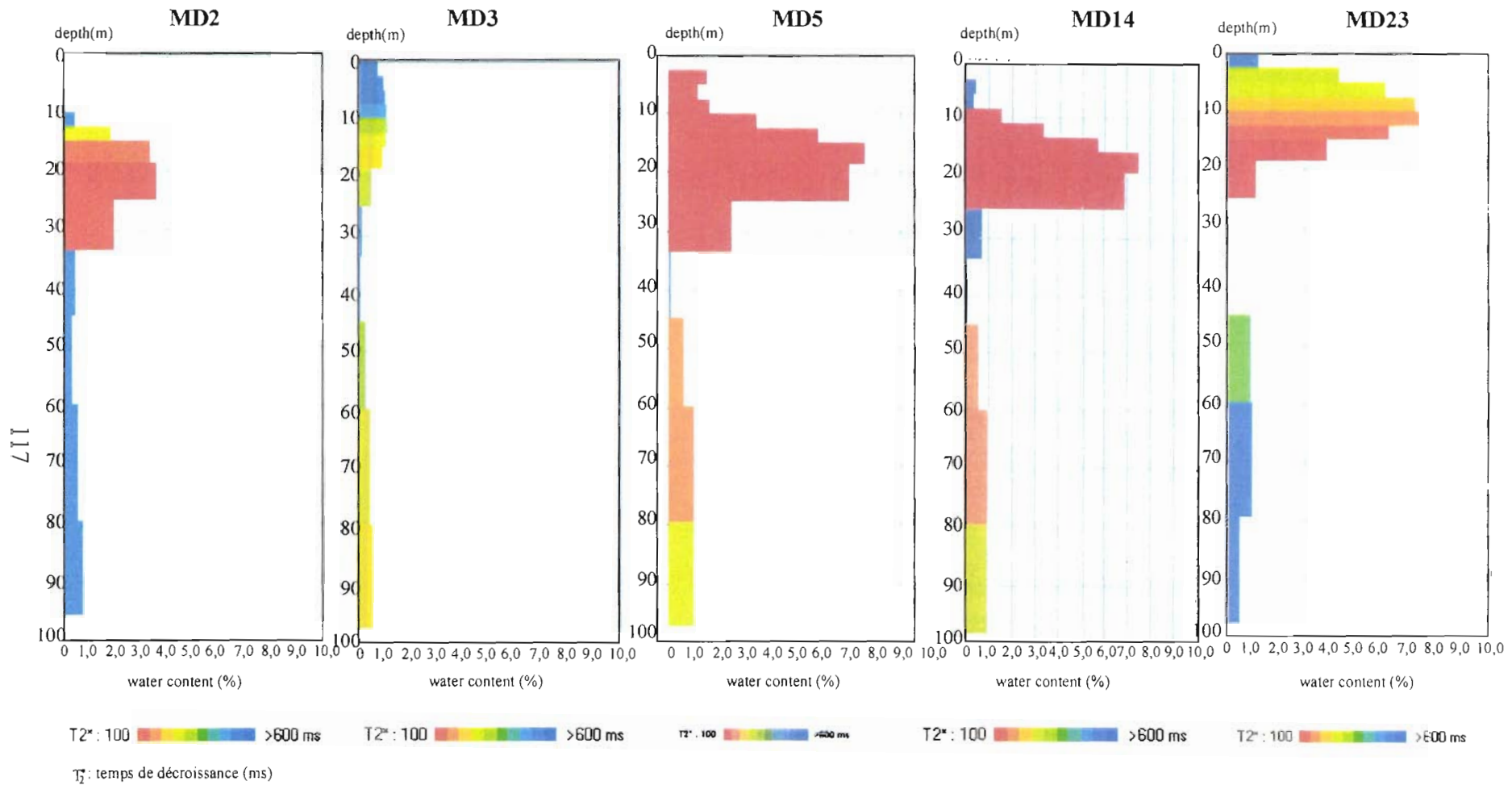


Figure V- 22: Teneurs en eau déduites des sondages RMP
(d'après Baltassat et Legchenko, 2001)

VIII- CONCLUSION

Les faciès minéralogiques (graphite, ferromagnésiens) des roches dans la région d'Andalatanosy influencent les mesures géophysiques : sondage électrique, TDEM et RMP

Les sondages électriques sont destinés à l'étalonnage des résistivités électriques dans la région et ont montré la difficulté de l'application de la loi d'Archie dans ce secteur. En revanche, ces sondages électriques permettent d'établir une relation empirique entre les contrastes de résistivités des zones saturées et non saturée en eau de formation, donc de renseignement sur la qualité des eaux déterminée par leur conductivité électrique.

Avec la méthode RMP réalisée par le BRGM, on constate que les teneurs en eau sont relativement faibles dans cette région, de l'ordre de 1%.

Avec l'approche en 2D par imagerie électrique, une certaine cohérence entre le modèle géoélectrique obtenu, la qualité des eaux et l'implantation des forages semble apparaître. Les forages implantés dans des zones hydrogéologiquement peu favorables : faible épaisseur d'altération ou peu de fissuration ont des résistivités relativement élevées et fournissent des eaux à conductivité électrique élevée. Ce fait est constaté pour les forages à Andalipito (MD100), Andalakaolo (MD3) et Ikoroma (MD22). Inversement, le forage à Lahimanara (MD4) semble être implanté sur une zone favorable mais la conductivité électrique des eaux reste relativement élevée. Ces résultats nous amènent à nous intéresser, en sus de l'approche de la structure des aquifères, à la chimie de ces eaux pour tenter de comprendre cette variation de conductivité électrique.

ETUDE ISOTOPIQUE ET HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINNES

I- INTRODUCTION

Dans cette partie de notre travail, nous nous intéresserons au problème de la minéralisation des eaux : genèse et variation. La réponse à cette question ne peut pas être traitée sans se pencher sur la chimie de ces eaux

De tous les travaux de recherche sur la ressource en eau effectués dans le Sud de Madagascar, peu d'études se sont intéressées à la chimie des eaux. A partir d'un dépouillement de la bibliographie existante, Nicolini (1983) a constaté que l'évolution chimique de la minéralisation des eaux dans cette région suit la séquence ci- après :



et $\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca}$

Il suppose que l'augmentation de la minéralisation est due à l'évaporation (pour les nappes superficielles) et/ou à la dissolution.

Mais les informations sur la chimie des eaux dans la région de l'Androy et dans le Sud de Madagascar en général sont très fragmentaires et ne permettent pas d'aborder le problème de la minéralisation des eaux.

Lors de l'implantation des 150 forages dont une partie fait l'objet de cette étude, quelques éléments majeurs et mineurs ont été dosés, mais les analyses sont incomplètes et leur fiabilité est douteuse.

Ce chapitre présentera les investigations hydrochimiques et isotopiques menées au cours de ce travail.

II- ETUDES ISOTOPIQUES

II-1 Isotopes stables de l'eau

a- Généralités

Les isotopes stables (deutérium et oxygène 18) sont utilisés comme des traceurs en hydrogéologie. Des fractionnements isotopiques interviennent lors des changements de phases: condensation et évaporation. Les vapeurs sont appauvries en isotopes lourds que le liquide restant. Le condensat est plus enrichi en isotopes lourds par rapport à la vapeur d'origine.

Les fractionnements isotopiques dépendent de la température, de la latitude, de l'altitude et de la continentalité.

- Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ permet de déterminer les processus de recharge des eaux et les conditions climatiques les accompagnant. Les mélanges entre des eaux d'origines différentes peuvent aussi être mis en évidence par le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Combinés avec les analyses chimiques, l'oxygène peut fournir des informations sur les processus d'acquisition de la salinité des eaux.

- Le deutérium est généralement utilisé en même temps que l'oxygène 18. Dans les précipitations, les teneurs en oxygène 18 et en deutérium sont fonctions linéaires de la température de condensation.

Les teneurs en isotopes stables (^{18}O et ^2H) des précipitations n'ayant pas subi d'évaporation, sont liées par une loi empirique dite droite météorologique mondiale (DMM) déterminée par la relation :

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + d \text{ (Craig, 1961)}$$

d est appelé excès en deutérium, et prend une valeur égale à 10 en régime océanique non perturbé.

Lorsqu'une partie des précipitations est reprise par l'évaporation, la relation linéaire entre l'oxygène 18 et le deutérium se présente avec des pentes faibles comprises entre 4 et 5 (Fontes, 1974).

Les teneurs des isotopes ^2H et ^{18}O sont extrêmement faibles, on les note par la lettre δ , exprimées en part pour milles (‰).

- Les teneurs isotopiques δ expriment la différence entre le rapport isotopique d'un élément E (R_E) et celui d'un étalon de référence connu.

δ est défini comme suit :

$$\delta E = \left(\frac{R_E}{R_{\text{ét}}} - 1 \right) * 1000$$

$\delta > 0$ signifie un enrichissement en isotope lourd par rapport à l'étalon

$\delta < 0$ traduit un appauvrissement en isotope lourd par rapport à l'étalon

L'étalon correspond à la composition isotopique moyenne des eaux océaniques SMOW (Standard Mean Ocean Water) ayant pour définition une valeur égale à 0‰ vs SMOW (Craig, 1961).

b- Echantillonnage et analyse

Trente-un échantillons d'eau brute prélevés dans les forages et trois échantillons de pluies sont stockés dans des piluliers en verre ombré d'un volume de 20 ml pour les analyses en isotopes stables : oxygène 18 et deutérium.

Les analyses ont été faites à l'aide d'un spectromètre de masse au Centre de Recherche Géodynamique à Thonon les Bains (Université Paris VI) et au laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique à Orsay (Université Paris Sud).

c- Présentation des résultats

Du tableau VI-1, on constate que les teneurs en oxygène 18 dans ces eaux souterraines sont assez homogènes, comprises entre -5.6‰ et -4.1‰

En absence d'un nombre suffisant d'échantillon de pluie pour déterminer une loi empirique des teneurs isotopiques des précipitations locales, nous comparons directement les propriétés isotopiques des eaux souterraines à la droite météorique mondiale (DMM).

D'après la figure VI-1, on s'aperçoit que toutes ces eaux présentent un appauvrissement en deutérium et sont toutes portées sur une droite de pente faible 5 05 par rapport à la droite météorique mondiale Cet enrichissement en oxygène 18 dans les eaux montre qu'elles sont marquées par une évaporation avant ou au cours de leur infiltration.

Lieux	Echantillons MDi	$\delta^{18}\text{O}$ vs. V-SMOW	$\delta^2\text{H}$ vs. V-SMOW
Bekopiky	2	-5.51	-36.1
Andalakaolo	3	-4.97	-35.1
Lahimanara	4	-5.07	-35.7
Ambatomasy	5	-4.75	-34.3
Antsaha avaratra	6	-4.45	-31.8
Ifanombike	7	-4.96	-35.4
Ambatofotsy	8	-5.1	-35.8
Akondria	9	-4.87	-34
Manolodroa	10	-4.57	-34.1
Mahazoarivo	11	-4.1	-31.9
Modohoika haut	12	-4.84	-34
Vohitrarivo	14	-5.18	-36.1
Anjahampito	15	-4.51	-32.8
Ampanaperandrotsy	16	-5.41	-39.2
Besatra	17	-5.5	-37.3
Antafianampela	18	-5.3	-37.4
Anjatelo	19	-4.9	-34.1
Ankafoja	20	-5.09	-36.1
Dasotsy	21	-5.05	-34.7
Ikoroma	22	-4.65	-33.6
Andemby	23	-4.91	-35.8
Vohitsanomby	24	-4.88	-34.4
Morafeno	50	-4.7	-32.4
Andalipito	100	-5.4	-36.8
Antsira	200	-5	-35.4
Ampozy	201	-5.6	-38.9
Anjakamba bas	202	-4.5	-32.9
Bevoay	300	-4.9	-37.1
Antsakomiary	400	-4.3	-30.4
Ankara andindo	401	-4.6	-31.5
Manave	500	-5.4	-36.1
Pluie	P1	-1.52	3.3
Pluie	P2	-4	-19.9
Pluie	P3	-2.7	-12.4

Tableau VI-1: Résultats des analyses en isotopes stables de l'eau

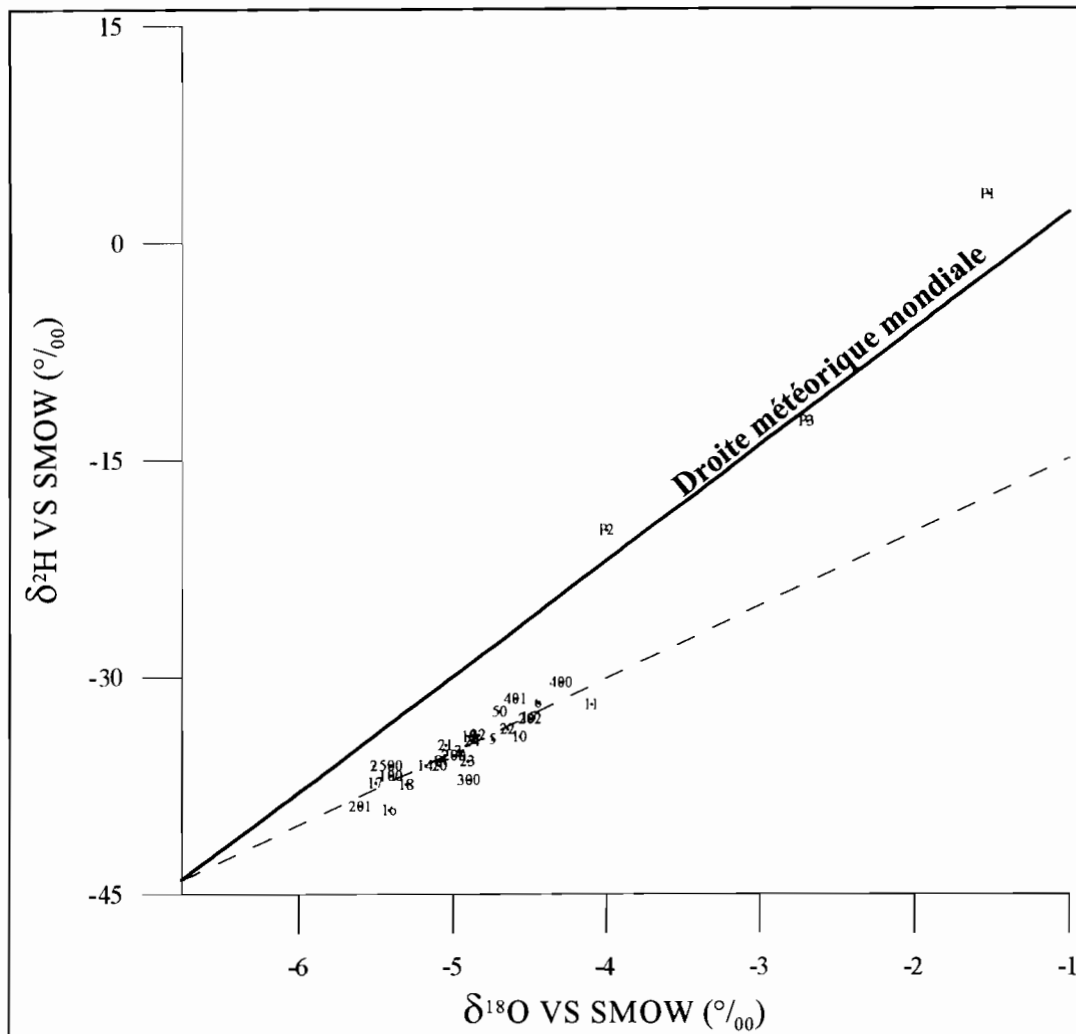


Figure VI - 1 : Relation entre ^{18}O et ^2H dans les eaux souterraines et les pluies

La figure VI-2 montre la variation des teneurs en oxygène 18 suivant les altitudes des points de prélèvements. On constate une tendance à l'appauvrissement en oxygène 18 pour les altitudes élevées ce qui est en accord avec la signature isotopique des zones de recharges situées en altitude.

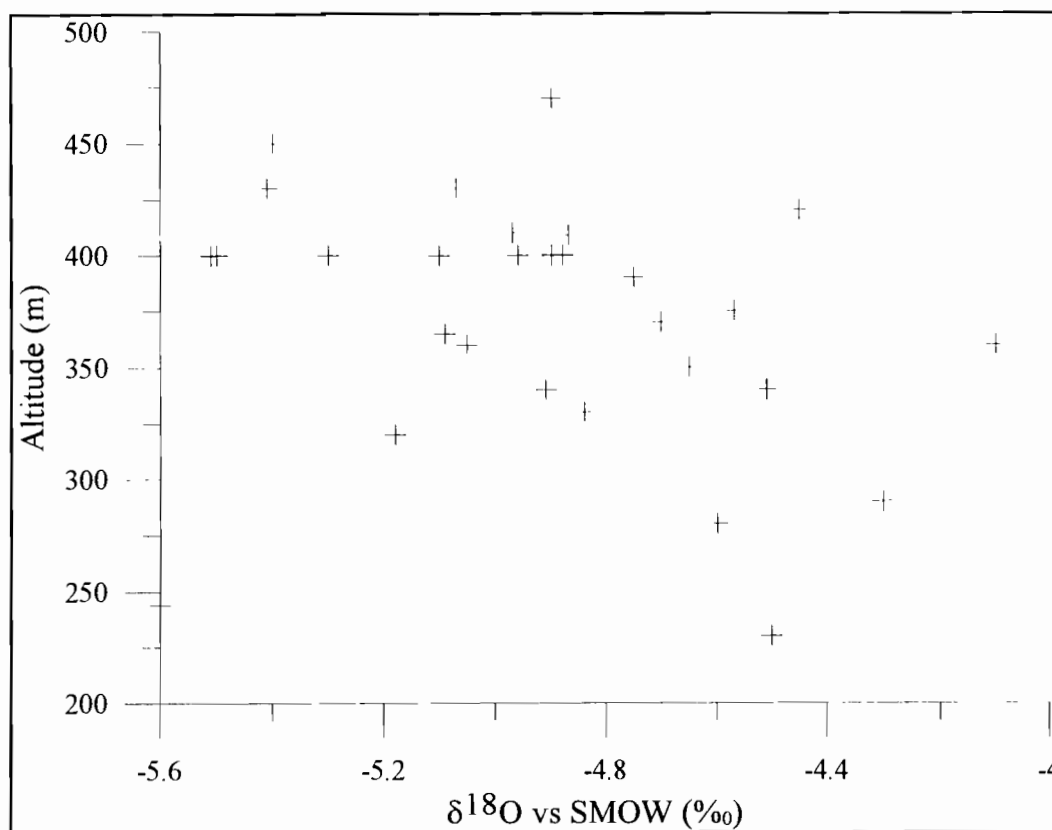


Figure VI - 2 : Variation de la teneur en oxygène 18 en fonction des altitudes

II-2 Isotopes du carbone

a- Généralités

La méthode de datation de l'eau par le ^{14}C est basée sur le principe de la désintégration radioactive du ^{14}C dissous dans l'eau. Le radiocarbone entre dans les eaux souterraines par le CO_2 atmosphérique. A partir du moment où il est isolé de toute interaction avec l'atmosphère, il est possible de dater tout système contenant du carbone organique ou inorganique d'origine atmosphérique.

Par désintégration radioactive, l'activité résiduelle en ^{14}C est déterminée par la relation :

$$A_t = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

A_0 : activité initiale en ^{14}C lors de la recharge de l'eau souterraine exprimée en pourcentage de carbone moderne (100 pcm = 13.56 désintégrations par minute et par gramme de carbone, Karlen et al., 1964) ,

A_t : activité au temps t en ^{14}C , unité pcm (pourcentage en carbone moderne) ,

λ : constante radioactive du ^{14}C égale à $1.21 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1}$

t : temps de résidence , en années ;

Cette loi nécessite un certain nombre de corrections à cause de la variation au cours du temps de l'activité en ^{14}C du CO_2 atmosphérique (Bard, 1993) . De plus, l'interaction de l'eau avec les carbonates diminue artificiellement l'activité du ^{14}C du carbone minéral dissous, une correction de cette valeur d'activité sur la base des variations du $\delta^{13}\text{C}$ (ΣCO_2) doit être effectuée. Pour ^{13}C , l'étalon pour les mesures est le PDB (Pee Dee Formation Belemnite) de la Caroline du Nord aux U.S.A.

b- Echantillonnage et analyses

Le prélèvement d'échantillons pour les analyses en carbone 14 consiste à faire précipiter sur place les carbonates présents dans l'eau. Pour cela, on ajoute du NaOH concentré dans le récipient contenant un grand volume d'eau défini à partir de son alcalinité pour obtenir un pH égal à 12. La précipitation des carbonates sous formes de calcite et de withérites est réalisée en ajoutant une solution saturée de BaCl_2 dans l'eau précédente portée au pH égal à 12.

L'activité du carbone 14 dans un échantillon est mesurée à l'aide d'un compteur bêta à scintillation liquide.

Pour le carbone 13 qui est un isotope stable, la teneur est mesurée directement sur le CO_2 provenant de l'échantillon par la spectrométrie de masse.

Les analyses pour les isotopes du carbone ont été réalisées au Centre de Recherches Géodynamiques de l'Université de Paris VI à Thonon -les Bains.

c- Présentation des résultats

Dix échantillons d'eau ont été prélevés dans la région d'Andalatanosy. Les activités en ^{14}C mesurées sont de 112.6% à 69.7%. Les teneurs en ^{13}C des eaux varient de -13.47‰ à -9.93‰. Les activités en ^{14}C inférieures à 100% pourront témoigner soit à une dilution en carbone mort due à des contacts avec des carbonates dans le réservoir, soit d'eaux anciennes ou mélange avec des eaux anciennes ayant subi une décroissance radioactive. Les activités en ^{14}C supérieures à 100% pourra être utilisé comme indicateur des eaux récentes.

Néanmoins, dans l'ensemble, malgré les valeurs des activités en ^{14}C inférieures à 100% pour certaines eaux, Andalakaolo (MD3), Anjatelo (MD19), Andemby (MD23) et Anjakamba bas (MD202), les teneurs en ^{13}C montrent que ces eaux sont en équilibres isotopiques avec le CO_2 du sol (au fractionnement près) associé à la photosynthèse des plantes du type C4 (type de végétation dans la région). Seule la teneur en ^{13}C observée à Andemby (MD23) indique un contact avec des roches carbonatées entraînant ainsi une légère diminution en ^{14}C .

En l'absence d'autres résultats de traceurs qui pourraient confirmer l'éventuel présence ou mélange avec des eaux anciennes, nous déduisons des mesures des activités ^{14}C que la minéralisation du carbone inorganique total dissous (CITD) de ces eaux se réalise sous un système ouvert vis à vis du CO_2 du sol.

Lieu	Echantillon MDn°	Activité ^{14}C en pcm	Teneur en ^{13}C en ‰ vs PDB
Andalakaolo	3	88.7 ± 0.4	-13.47
Ifanombike	7	103.7 ± 0.6	-13.00
Manolodroa	10	104.7 ± 0.5	-12.73
Mahazoarivo	11	104.2 ± 0.5	-10.90
Modohoika haut	12	103.6 ± 0.4	-11.28
Anjatelo	19	69.1 ± 0.4	-11.92
Dasotsy	21	112.6 ± 0.7	-12.68
Andemby	23	94.9 ± 0.4	-9.93
Antsira	200	102.6 ± 0.4	-10.89
Anjakamba bas	202	93.7 ± 0.4	-11.50

Tableau VI-2: Activités en carbone 14 et teneurs en carbone 13

III- ETUDE HYDROCHIMIQUE

III-1 Echantillonnage et analyse

Les campagnes d' échantillonnages d'eau se sont déroulés en mai 1999 et Octobre 2000. Trente-deux échantillons d'eau pris tous dans des forages ont pu être ainsi prélevés. La répartition géographique de ces forages est présentée sur la figure VI-3.

Parmi tous les forages visités, vingt-deux forages ont fait l'objet de deux prélèvements d'eau correspondants à des périodes avant la saison des pluies (Octobre 2000) et après la saison des pluies (Mai 1999).

Au cours de ces campagnes de prélèvements d'eau, les mesures de conductivité électrique, de pH, de l'alcalinité et de température ont été faites sur place.

Les échantillons ont été filtrés à 0.2µm. Une acidification avec l'acide nitrique (supra-pur) a été faite sur les eaux destinées au dosage des cations et des éléments en trace. Les analyses des éléments majeurs dissous ont été réalisées au laboratoire de géochimie à l'Institut de Recherche pour le développement (IRD) pour les échantillons de 1999, au laboratoire de géochimie et métallogénie (Université de Paris VI) pour les échantillons de 2000. Les éléments en trace ont été analysés au laboratoire GEOLEP de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne sur les échantillons de 2000.

Les dosages des anions ont été faits par chromatographie ionique, les cations sont dosés par absorption en émission flamme. L'alcalinité a été mesurée par potentiométrie, la silice par colorimétrie et les éléments en trace sont dosés par HR- ICP - MS .

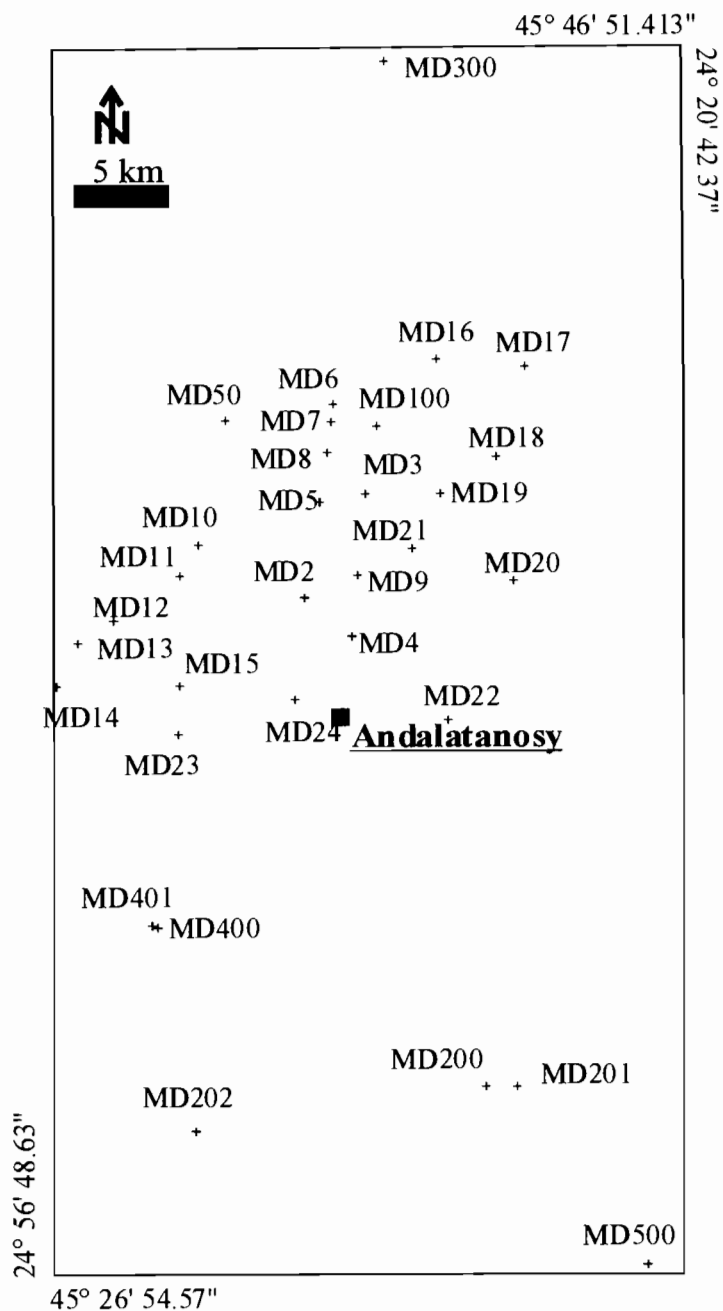


Figure VI - 3: Répartition des points de prélèvements d'eau

III-2 Présentation des résultats des analyses chimiques

Les résultats des analyses chimiques dans les eaux sont présentés dans les tableaux VI-3 et VI- 4. Dans l'ensemble, les balances ioniques sont inférieures à 5%, valeur généralement acceptable. Cependant, on constate que trois analyses en mai 1999 ont dépassé ce seuil

Echantillon	Date	T(°C)	CE	pH	Alcalinité	Fluorure	Chlorure	Bromure	Nitrate	Sulfate	Na	K	Mg	Ca	SiO ₂	BI(%)
MD 2	Oct_00	26.3	437	7	2735	25	847	2	77	300	3235	68	364	215	1160	2.32
	Mai_99	26.6	306	7.02	2059		495		131	188	1766	65	222	115	1176	-10.0
MD 3	Oct_00	26.8	4020	7.33	7312	23	20763	30	8352	2697	21391	243	6770	2977	804	-0.84
	Mai_99	26.6	3620	7.36	7359		22681		2755	2542	23043	332	4660	2322	840	-0.7
MD 4	Oct_00	27	1980	7.28	5912	30	5451	*	6539	1288	2452	111	6318	2684	1777	0.22
	Mai_99	26.9	1346	7.21	4305		3316		4232	882	2160	102	3861	1800	1780	-0.1
MD 5	Oct_00	27.2	1494	7.64	8875	119	6332	12	50	872	12878	75	1224	680	1374	-0.71
	Mai_99	26	1596	7.5	8623		5909		64	998	13087	79	1129	643	1369	0.4
MD 6	Oct_00	27.2	1132	7.04	6280	34	4078	5	597	664	8522	83	1333	549	1311	0.35
	Mai_99	26.4	1402	6.98	8389		4350		427	467	9652	122	1878	763	1236	3.3
MD 7	Oct_00	27.1	2180	7.15	8308	51	10917	17	1330	1380	13087	74	3204	1708	1180	-0.71
	Mai_99	26.3	2210	6.9	8538		9661		1757	1257	13023	82	2862	1757	1202	-0.3
MD 8	Oct_00	27.2	1490	7.19	6545	74	5395	7	1181	993	9374	143	1800	942	1323	-0.35
	Mai_99	26.3	1658	7.05	6623		6063		1309	1079	10413	185	1912	1067	1310	1.2
MD 9	Oct_00	26.5	2240	7.59	9321	113	7551	3	152	1040	15435	32	1232	438	1195	-0.78
	Mai_99	25.6	2280	7.45	8946		10625		121	1570	18134	70	2031	756	1187	2.0
MD 10	Oct_00	28.5	757	7.91	5926	150	1342	12	337	164	7539	16	157	80	1258	0.6
	Mai_99	27.5	729	7.8	5644		1248		230	160	7468	26	167	79	1274	3.5
MD 11	Oct_00	26.9	2040	7.65	10809	126	7254	7	469	1583	15143	46	2168	964	1631	-0.57
	Mai_99	26.4	3580	7.42	11159		18277		1157	4131	21061	60	4747	2611	1618	-4.0
MD 12	Oct_00	27.5	720	7.9	5813	26	4269	3	373	548	7652	138	1156	788	1502	0.55
	Mai_99	26.5	693	7.57	4190		1826		510	300	6085	119	606	416	1597	7.3
MD 13	Oct_00															
	Mai_99	26.5	3230	6.92	7402		17428		20	4853	19413	297	3245	1938	1090	-6.9
MD 14	Oct_00	27.3	686	7.47	4988	78	899	10	253	1127	5235	22	758	921	1472	1.3
	Mai_99	26.3	776	7.3	5095		823		231	958	5054	31	717	876	1483	1.3
MD 15	Oct_00	27.3	1632	7.58	7750	111	6459	5	1743	646	12578	123	1437	647	1300	-1.1
	Mai_99	26.7	1706	7.42	7280		6077		2077	603	12214	129	1312	617	1266	-1.3
MD 16	Oct_00	26.8	700	7.36	5730	55	3879	2	*	728	8478	80	915	456	1349	1.05
	Mai_99	26.2	709	6.9	5452		1592		21	216	4437	39	883	583	1245	-0.6
MD 17	Oct_00	25.3	555	7.33	4873	35	749	3	15	151	2774	36	765	827	1349	0.46
	Mai_99	26.2	559	7.16	4921		1034		*	216	3935	44	708	769	1439	4.1
MD 18	Oct_00	25.8	663	7.14	4193	27	1014	46	922	405	1250	38	1900	850	1798	-1.1
	Mai_99	25.9	685	7.01	4059		1125		1215	364	1348	43	1961	877	1794	-0.4
MD 19	Oct_00	26.3	5300	7.42	10362	131	35586	2	19	4436	43130	122	4103	1880	1190	0.34
	Mai_99	25.9	4410	7.52	10870		29128		32	4812	46933	133	2368	1230	1092	4.4
MD 20	Oct_00	27.2	629	7.36	5472	74	771	3	100	170	4804	23	535	448	1437	0.82
	Mai_99	26.7	608	7.32	5323		1087		97	254	4450	31	500	470	1437	-4.4
MD 21	Oct_00	26.2	790	7.48	6270	63	1361	58	265	175	5070	12	1125	581	1509	1.48
	Mai_99	25.7	697	7.27	5613		965		447	161	5022	16	960	503	1613	4.0
MD 22	Oct_00	27.2	5840	7.22	6727	40	41943	4	*	7096	33252	243	8850	6425	995	0.93
	Mai_99	26.6	5180	7.05	6120		32605		19	6842	25837	291	6430	4670	1004	-4.1
MD 23	Oct_00	27.1	1272	8.28	11017	132	1967	*	50	364	13609	37	183	106	1719	1.65
	Mai_99	27.5	1282	8.21	10944		2081		65	372	12210	57	187	112	1732	-3.6
MD 24	Oct_00	27.3	960	7.17	4615	68	1827	4	1376	373	5504	34	1148	455	1628	1.04
	Mai_99	27.1	714	6.95	4085		1552		1145	291	4624	39	895	351	1601	-1.4
MD 50	Oct_00	26.9	1178	7.58	5768	88	2839	11	2109	337	7326	61	1059	1046	1405	0.9
MD 100	Oct_00	26.8	2750	7.57	4450	14	7545	11	851	455	5935	255	2686	1073	1414	-0.17
MD 200	Oct_00	26.3	2340	7.7	12578	206	8031	3	313	1757	20304	60	1287	832	1621	0.34
MD 201	Oct_00	26.4	836	7.64	6800	60	1063	3	85	519	6809	86	499	553	1069	0.07
MD 202	Oct_00	28	2190	7.75	9573	118	9670	14	958	942	18616	62	1633	454	1349	1.71
MD 300	Oct_00	26.8	915	7.52	3915	28	3272	14	61	736	3250	59	1166	1620	1516	0.91
MD 400	Oct_00	27	2350	7.47	9037	110	7408	6	4961	1758	16348	186	2879	1450	1353	0.54
MD 401	Oct_00	26.4	2870	7.45	11032	86	13522	22	427	2417	21797	177	2506	1534	1512	0.4
MD 500	Oct_00	27.2	1330	7.06	7055	27	4499	5	100	1204	6290	140	2062	1650	1391	-0.75

Tableau IV - 3 : Concentration des éléments en solution exprimée en µmole/L
(prélèvements faits en Mai 1999 et en Octobre 2000)

Mesure sur le terrain

alcalinité en µeq/L

CE: conductivité électrique (µS/cm)

T: Temperature (°C)

*: concentration inférieure à la limite de détection

BI : balance ionique

Ech	Al	Li	V	Fe	Mn	Sr	Ba	Zn
MD2	0.232	0.825	0.348	14.530	0.204	0.647	0.670	0.329
MD3	0.251	4.948	0.117	2.957	2.850	15.037	0.442	4.248
MD4	0.111	0.788	0.429	3.108	0.044	6.360	1.547	2.213
MD5	0.142	2.750	1.912	4.313	0.063	3.570	0.439	0.277
MD6	0.078	0.325	0.405	2.399	0.130	2.907	0.497	2.584
MD7	0.079	2.366	0.421	1.147	0.365	6.075	1.611	0.719
MD8	0.098	1.435	0.627	1.594	0.034	3.011	0.309	3.283
MD9	0.084	2.216	2.882	0.586	1.027	1.878	0.104	0.343
MD10	0.067	0.298	2.930	0.428	0.009	0.269	0.114	0.367
MD11	0.048	1.085	2.491	0.263	3.899	3.133	0.373	1.027
MD12	0.050	0.366	0.758	0.709	0.162	3.055	0.361	0.550
MD14	0.092	0.262	0.666	2.279	0.026	2.202	0.894	0.554
MD15	0.233	2.004	1.614	1.297	0.030	1.904	0.424	0.588
MD16	0.074	1.219	0.035	32.058	0.954	2.579	0.180	0.266
MD17	0.071	0.294	0.295	1.014	0.172	1.335	1.374	2.302
MD18	0.074	0.215	0.267	1.108	0.022	4.726	2.037	1.043
MD19	0.154	12.695	0.055	0.791	1.323	6.151	0.474	1.243
MD20	0.174	2.031	0.496	3.534	0.032	1.345	0.371	1.173
MD21	0.091	0.619	0.366	2.059	0.032	2.745	0.630	0.779
MD22	0.109	3.154	0.026	41.090	4.357	13.599	0.424	10.482
MD23	0.082	0.147	10.485	0.141	0.031	0.485	0.317	0.233
MD24	0.152	2.745	0.479	0.888	0.023	2.472	0.561	1.969
MD50	0.083	2.143	0.283	4.419	0.036	2.385	0.470	0.336
MD100	0.068	0.469	0.401	0.347	0.106	4.568	1.255	15.605
MD200	0.077	1.003	1.259	0.252	0.019	2.365	0.683	1.131
MD201	0.102	0.251	0.442	2.977	0.029	1.554	0.465	0.418
MD202	0.105	0.565	2.614	4.694	0.157	1.450	0.257	1.141
MD300	0.137	1.021	0.182	1.690	0.027	3.274	0.741	0.222
MD400	0.078	0.433	1.498	1.476	0.030	4.345	0.775	0.456
MD401	0.111	1.532	3.446	3.147	0.110	4.147	0.481	0.507
MD500	0.087	0.492	0.287	1.334	0.032	4.146	0.658	1.583

Tableau VI- 4 : Résultats des analyses en éléments en trace en $\mu\text{mole/L}$

Si le déséquilibre ionique en faveur des anions est probablement dû à l'imprécision sur le dosage de l'alcalinité, on suspecte la présence d'acides humiques pour expliquer le déficit en anions. Ce point n'a cependant pas pu être confirmé.

a- Caractères physico-chimiques des eaux

Nous allons examiner successivement la température, la conductivité électrique des eaux en relation avec la minéralisation de ces eaux et le pH.

Température

La température de ces eaux est de 25.6°C à 27.5°C en mai 1999 correspondant à une période fraîche et fin de saison de pluies. En octobre 2000, saison chaude et début des pluies, la température des eaux prélevées varie entre 25.3 °C et 28.5°C. Ces températures sont légèrement supérieures à la température moyenne annuelle dans la région (24°C).

pH

Les variations des valeurs de pH sont très faibles pour les deux mesures de mai 1999 et octobre 2000. Elles sont comprises entre 6.90 et 8.21 en mai 1999. Les valeurs observées en octobre 2000 varient entre 7 et 8.28. Pour les valeurs de pH observées, les carbonates dissous sont essentiellement sous forme de bicarbonates.

Conductivité électrique des eaux et minéralisation des eaux

La conductivité électrique des eaux reflète la salinité des eaux. Elle se mesure facilement sur le terrain. La minéralisation des eaux est déduite des analyses chimiques. Elle est représentée ici par la somme des ions cationiques. La figure VI-4 montre que les conductivités des eaux sont très bien corrélées avec la minéralisation des eaux. C'est ainsi qu'à partir de la mesure de la conductivité électrique des eaux, facile sur le terrain, on aura une estimation relative de la minéralisation des eaux

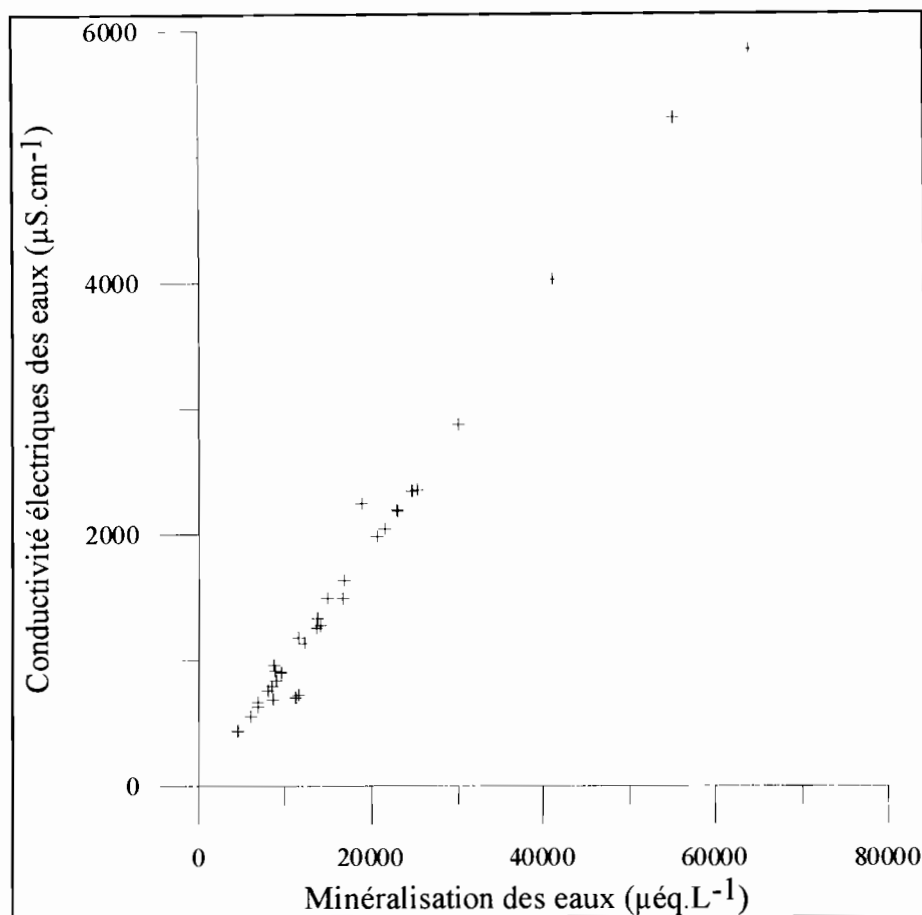


Figure VI - 4: Relation entre la conductivité électrique et la minéralisation des eaux.

A l'issue des deux campagnes de prélèvement que nous avons effectuées et des mesures antérieures des conductivités électriques des eaux menées par la Direction de l'Eau à Madagascar, on constate que la variation saisonnière de la minéralisation des eaux n'est pas homogène sur l'ensemble des forages étudiés. Un effet de dilution impliquant une diminution de la minéralisation des eaux a été constatée sur la plupart des forages après la saison des pluies.

Quelques forages ont un comportement contraire. Un effet de lessivage des sols pourrait expliquer cette augmentation de leurs minéralisations des eaux après la saison des pluies. Ce comportement a été particulièrement confirmé à Vohitsanomby (forage MD24) où deux prélèvements d'eau ont été respectivement réalisés le 25 octobre et le 29 octobre 2000 le lendemain d'une nuit pluvieuse

Comme le montre le tableau VI-5 présentant les teneurs en ions dissous dans les eaux pour ces deux prélèvements, on constate une augmentation de toutes les teneurs en ions dissous et par conséquent de la minéralisation qui passe de 8744 $\mu\text{eq L}^{-1}$ à 9574 $\mu\text{eq L}^{-1}$. L'évolution de la teneur en nitrates dans ce forage semble renforcer cette argumentation de lessivage de sols.

Echantillons	Alk ($\mu\text{eq/L}$)	F ($\mu\text{M/L}$)	Cl ($\mu\text{M/L}$)	Br ($\mu\text{M/L}$)	NO ₃ ($\mu\text{M/L}$)	SO ₄ ($\mu\text{M/L}$)	Na ($\mu\text{M/L}$)	K ($\mu\text{M/L}$)	Mg ($\mu\text{M/L}$)	Ca ($\mu\text{M/L}$)	SiO ₂ ($\mu\text{M/L}$)	Z ⁺ ($\mu\text{eq/L}$)
MD24 (25 /10/00)	4615	68	1827	4	1376	373	5504	34	1148	455	1628	8744
MD24 (29/10/00)	4740	77	2102	6	1562	412	6009	29	1263	505	1650	9574

Tableau VI-5: Evolution des teneurs en ions dissous dans le forage à Vohitsanomby
(MD24) en quatre jours après une nuit pluvieuse

La figure VI-5 illustre quelques exemples de variation de conductivité des eaux observées sur les forages. A Anjatelo (MD19) et à Andalakaolo (MD3) , une diminution des valeurs de conductivité est constatée après la saison des pluies (observation aux mois de mai et juin). Par contre à Mahazoarivo (MD11), la conductivité des eaux augmente après la saison des pluies. Pour les forages à faibles conductivités, par exemple le forage à Modohoika haut (MD12) ou le forage à Manolodroa (MD10), la variation est faible.

Cette variation saisonnière n'affecte pas les tendances régionales de la disparité spatiale de la minéralisation de ces eaux, ainsi que les faciès géochimiques de ces eaux, les rapports ioniques des charges cationiques ainsi que les teneurs en silice sont généralement conservés.

Dans la suite, nous traiterons les données acquises lors de la campagne d'octobre 2000 correspondant à une fin de saison sèche où on a observé les plus fortes valeurs de minéralisation des eaux

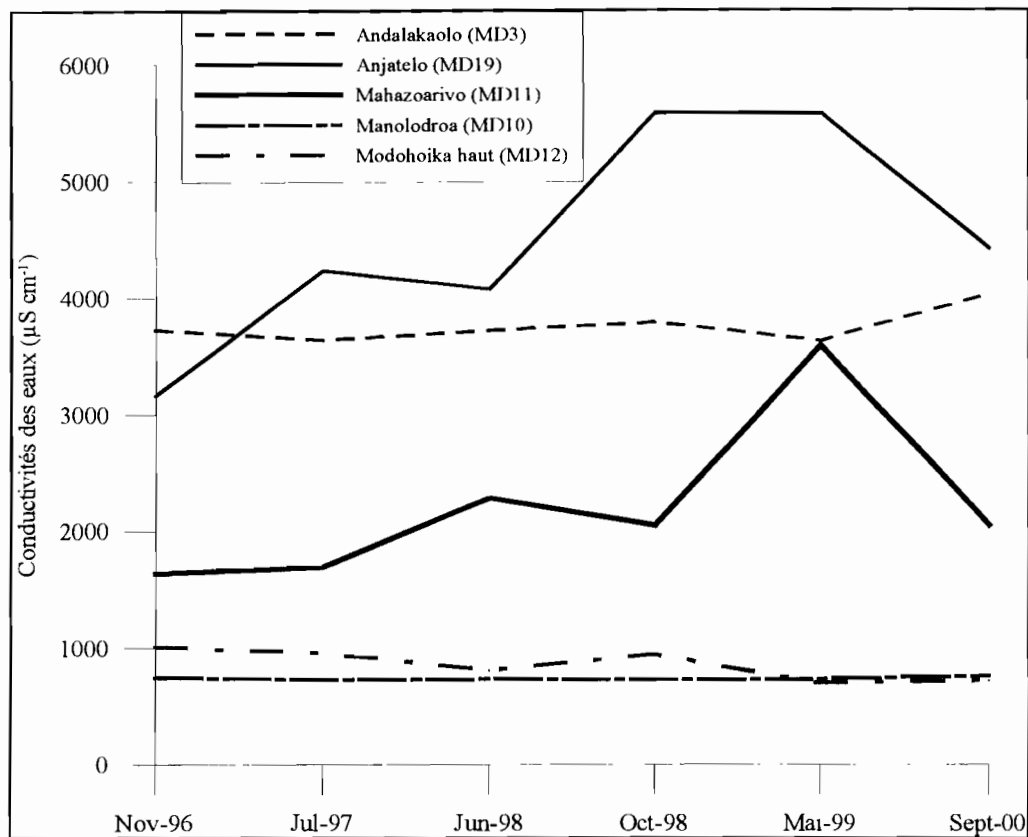


Figure VI - 5: Exemple de variation saisonnière de la conductivité des eaux

b- Analyse des données

L'analyse des données repose sur une analyse en composante principale (ACP) dans le but de comparer simultanément les éléments dosés et mesurés, ensuite éventuellement de grouper ceux qui ont des variations semblables. Cette analyse en composante principale est faite sur un ensemble de 32 échantillons dans un espace de 13 variables : Na, K, Mg, Ca, Alcalinité (Alc), Cl, SO₄, NO₃, Br, F, la minéralisation (Z⁺), SiO₂ et le pH.

Les trois premiers axes factoriels expriment chacun respectivement 46.97%, 21.36% et 8.70% de la variance totale des nuages des points. Le premier axe factoriel F1 a le plus de poids sur l'ACP.

La figure VI-6 représente la projection des variables dans les plans factoriels (F1, F2) et (F1, F3).

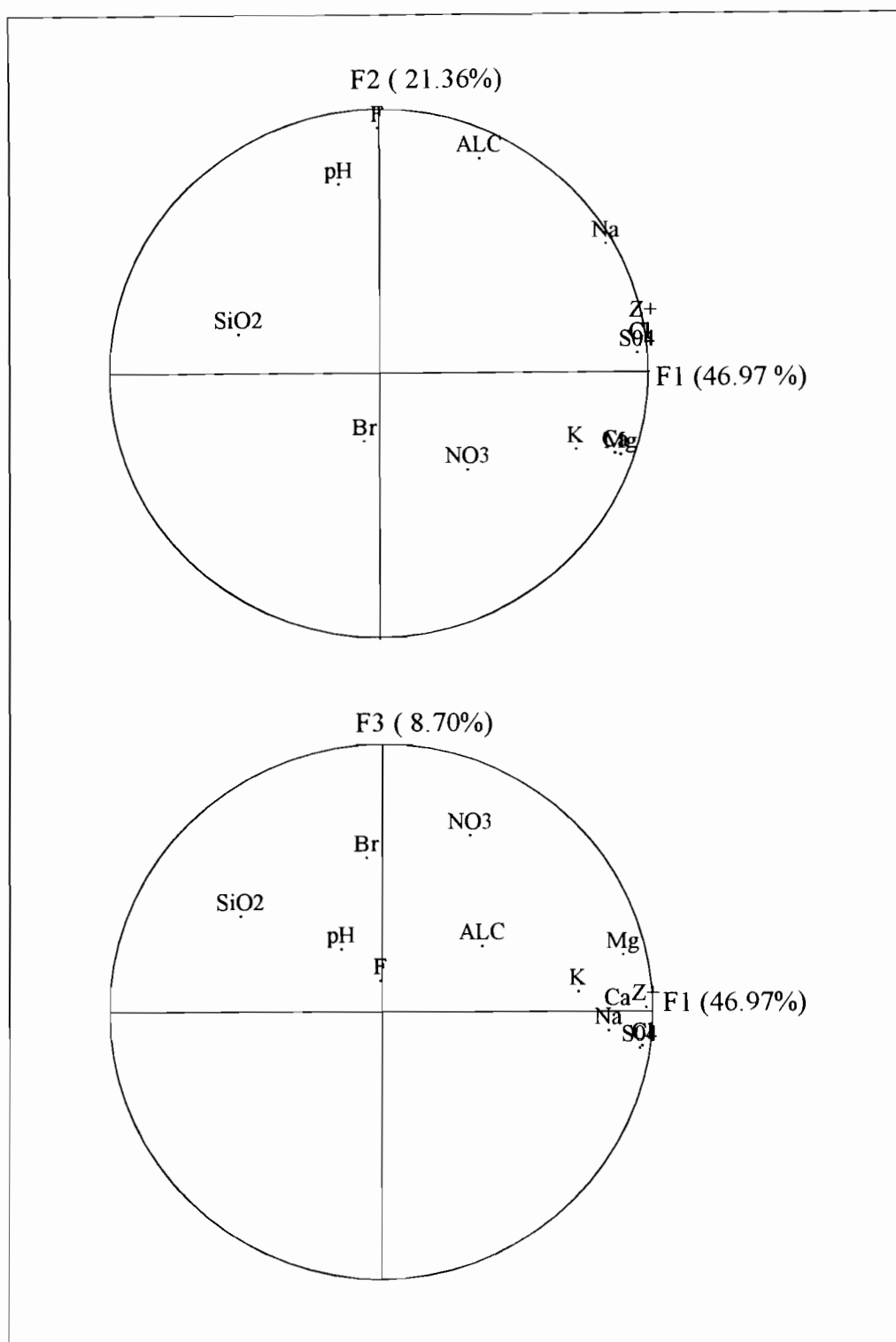


Figure VI - 6: Représentation des variables dans les plans factoriels

Le premier axe factoriel F1 est défini principalement par les cations et les ions chlorure et sulfate. L'ensemble de ces ions sont bien corrélés avec la minéralisation (Z^+). Toutes ces variables sont opposées à la silice (SiO_2) sur l'axe F1.

Cet axe met donc en évidence la contribution des apports en sels par la minéralisation. Le processus pourra être une dissolution des sels concentrés par évaporation.

Le deuxième axe factoriel F2 est défini principalement par le F, Alc, le pH. Cet axe exprime l'interaction eau-roche.

Les ions nitrates (NO_3) sont les principales variables qui contribuent à la définition de l'axe F3. Ce facteur pourrait exprimer les apports anthropiques dans les eaux souterraines.

La figure VI-7 illustrant l'alcalinité normée par les chlorures et sulfates en fonction de la minéralisation normée par les mêmes ions met en évidence l'influence de ces trois processus : effet anthropique, effet sels et effet de la roche réservoir, sur la minéralisation de chaque échantillon d'eau étudié.

-Les eaux ayant acquis leur minéralisation par altération de la roche évoluent le long de la droite de pente 1.

-Les échantillons d'eau dont la minéralisation est influencée par apport en sels dissous voient leurs teneurs en « $\text{Cl} + \text{SO}_4$ » augmenter. Par conséquent, on constate une diminution des rapports $\text{Alc}/(\text{Cl} + \text{SO}_4)$ et $(\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} + 2\text{Mg})/(\text{Cl} + \text{SO}_4)$. C'est le cas des échantillons : MD7, MD19, MD22, MD100, MD401.

-La minéralisation des eaux qui s'éloignent de la droite de pente 1 est influencée par un apport anthropique « nitraté ». Les forages concernés sont : MD3, MD4, MD18, MD24, MD50 et MD400.

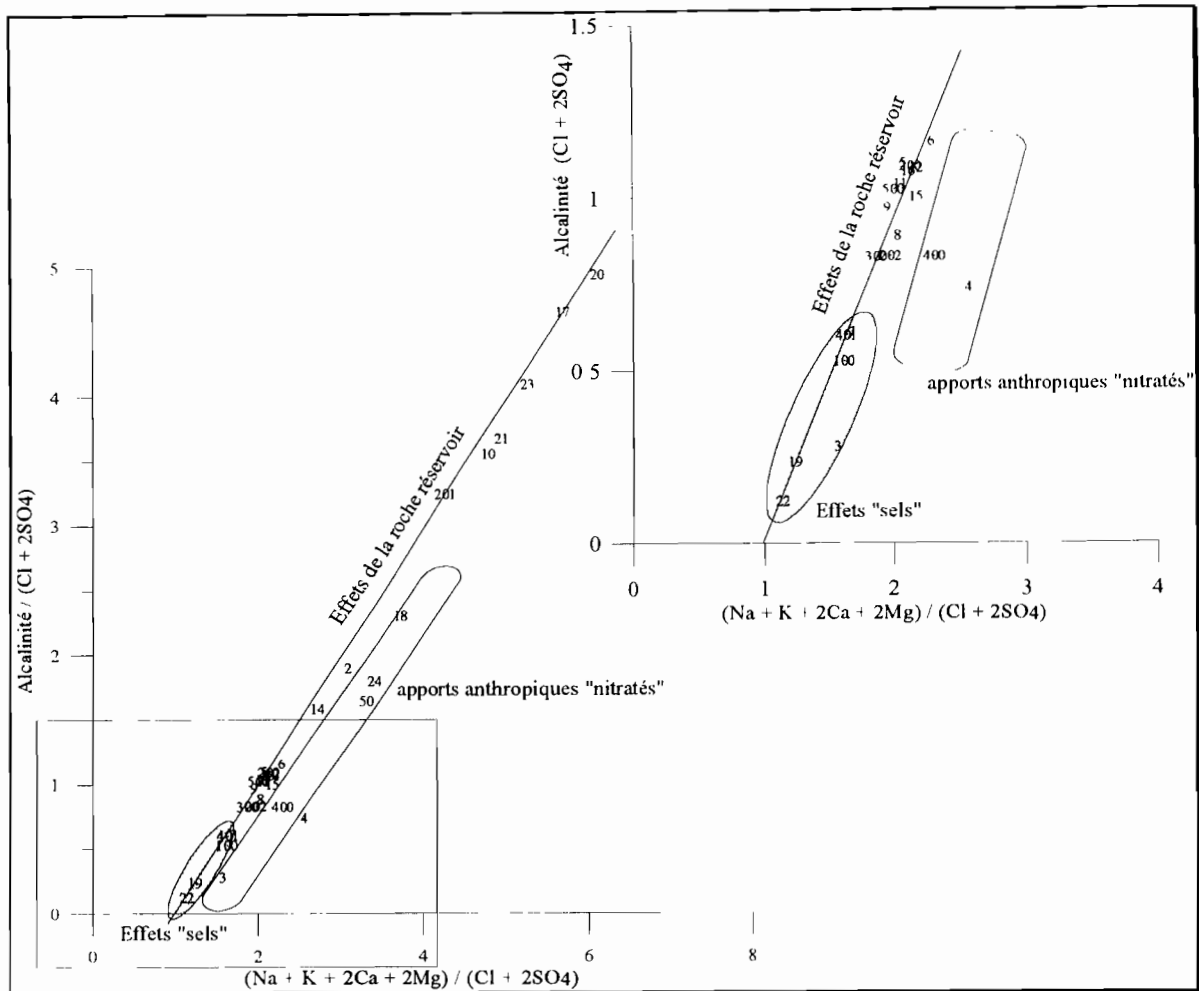


Figure VI - 7: Discrimination des échantillons suivant les différents apports

c- Classification des faciès chimiques des eaux

Pour avoir une vue globale de l'ensemble des analyses et pour déterminer une classification des faciès chimiques de ces eaux souterraines, nous allons représenter les teneurs des différents ions dans le diagramme de Piper (figure VI-8).

D'après cette représentation graphique:

- pour les anions

A part quelques échantillons d'eau mixte où il n'y a pas d'anions dominants, deux pôles se distinguent. Cinq échantillons d'eau sont caractérisés par un pôle chloruré, le reste évolue vers un pôle bicarbonaté.

- pour les cations

La majorité des échantillons d'eau évoluent vers un pôle sodique en fonction de la minéralisation des eaux. On constate toutefois deux échantillons d'eau MD4 et MD8 évoluant vers un pôle magnésien.

- pour le groupement des points dans le losange

Trois types de faciès chimiques des eaux se distinguent: chloruré sodique, bicarbonaté magnésien et bicarbonaté sodique.

Les eaux à faciès bicarbonatés acquièrent l'essentiel de leurs minéralisations par l'altération des silicates et la dissolution des carbonates. Leurs conductivités électriques sont inférieures à $2000 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Les eaux à faciès chlorurés sont des eaux subissant une forte influence d'effets de « sels » Cet effet de « sels » se manifeste par des teneurs excessives en chlorure, en sulfate et éventuellement en nitrate dû à des apports anthropiques. Des fortes conductivités électriques des eaux supérieures à $2000 \mu\text{S cm}^{-1}$ sont observées pour ce type d'eau.

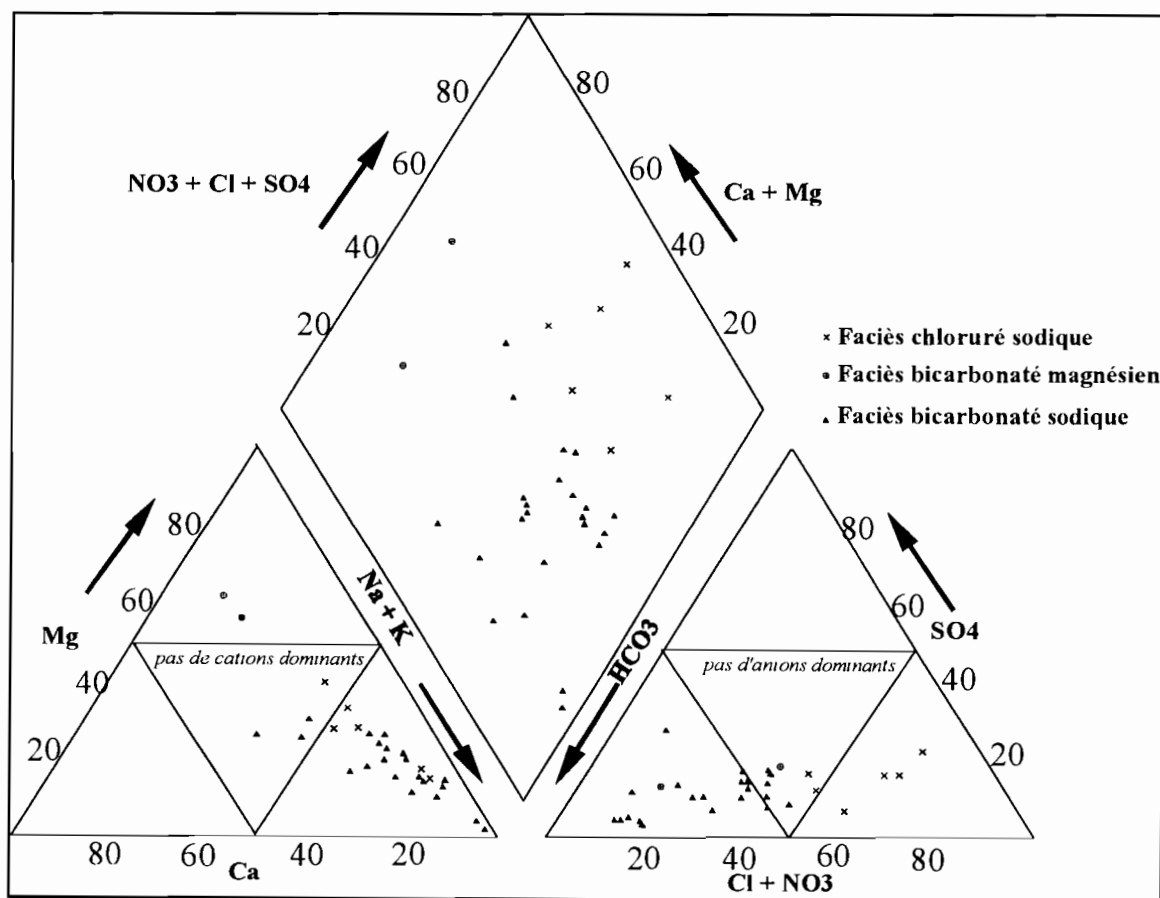


Figure VI - 8: Diagramme de Piper

d- Approche thermodynamique

Dans cet approche, on s'intéresse à l'évolution chimique de l'eau en fonction de son état d'équilibre vis à vis des minéraux primaires ou néoformés dans le milieu aquifère lors de l'échantillonnage.

Indice de saturation

L'indice de saturation permet de déterminer l'état de saturation d'une eau vis à vis d'un minéral. Il est défini à partir du rapport d'activité ionique sur le produit de solubilité du minéral dans l'eau à la température de l'échantillon :

$$I_s = \log \frac{PAI}{K_s}$$

Si .

$I_s = 0$ l'eau est saturée vis à vis du minéral

$I_s > 0$ l'eau est sursaturée par rapport au minéral et peut précipiter ce minéral

$I_s < 0$ l'eau est sous-saturée par rapport au minéral et peut dissoudre ce minéral s'il est présent dans le réservoir.

Le calcul de l'indice de saturation a été fait à l'aide du logiciel JCHESS du Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole des Mines à Fontainebleau. Nous avons utilisé la base EQ3/6.

Sur le tableau VI-6 ont été reportés les indices de saturations pour les minéraux classiques carbonatés et silicatés et les alumino-silicatés : dolomite, calcite, calcédoine, quartz, fluorine, kaolinite, feldspath potassique et albite.

Chapitre 6
ETUDE ISOTOPIQUE ET HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

Echantillon	T(°C)	kaolinite	Feldspath-K	Albite	Quartz	dolomite	calcite	calcédoine	fluorine
MD2	26.3	5.37	3.25	1.92	1.03	-1.22	-1.32	0.76	-3.06
MD3	26.8	4.43	3.28	2.21	0.87	2.23	0.33	0.60	-2.38
MD4	27	4.5	3.62	1.96	1.21	2.05	0.23	0.94	-2.09
MD5	27.4	3.79	3.23	2.46	1.09	1.95	0.25	0.82	-1.39
MD6	27.2	4.34	2.92	1.93	1.07	3.92	-0.59	0.80	-2.52
MD7	27.1	4.06	2.74	1.98	1.03	1.57	0.05	0.76	-1.79
MD8	27.2	4.28	3.28	2.09	1.07	1.06	-0.2	0.81	-1.65
MD9	26.5	3.41	2.52	2.19	1.04	1.65	0.004	0.75	-1.64
MD10	28.5	2.43	2.05	1.74	1.02	0.57	-0.46	0.90	-2.01
MD11	26.9	3.02	2.8	2.3	1.17	2.43	0.44	0.90	-1.25
MD12	27.5	2.42	3.13	1.88	1.16	2.26	0.44	0.84	-2.6
MD14	27.3	3.83	2.62	2	1.12	1.13	0.02	0.85	-1.55
MD15	27.3	3.54	2.99	2.06	1.1	1.67	0.23	0.84	-1.41
MD16	26.8	3.83	3.01	2.02	1.09	0.77	-0.36	0.82	-2.17
MD17	25.3	4.04	2.79	1.64	1.12	0.82	-0.16	0.85	-2.22
MD18	25.8	4.59	3.13	1.62	1.23	0.65	-0.44	0.96	-2.47
MD19	26	4.25	3.33	2.86	1.05	2.19	0.33	0.78	-1.08
MD20	27.5	4.55	2.87	2.19	1.1	0.63	-0.31	0.83	-1.85
MD21	26.5	3.93	2.46	2.07	1.14	1.36	-0.06	0.87	-1.91
MD22	27.2	4.02	3.12	2.26	0.96	2.2	0.44	0.69	-1.66
MD23	27.1	2.89	2.99	2.55	1.18	1.81	0.17	0.23	-2.1
MD24	26.8	4.94	3.17	2.37	1.17	0.33	-0.63	0.90	-1.95
MD50	26.9	3.54	2.99	2.06	1.1	1.67	0.23	0.84	-1.41
MD100	26.8	3.39	3.53	1.89	1.11	1.75	0.08	0.85	-3.03
MD200	26.3	3.4	3.16	2.67	1.18	2.32	0.47	0.91	-0.89
MD201	26.4	3.43	2.93	1.81	0.99	1.35	0.1	0.73	-1.98
MD202	28	3.22	2.92	2.41	1.06	2.15	-0.29	0.80	-1.63
MD300	26.8	4.17	3.31	2.04	1.14	1.45	0.2	0.87	-2.19
MD400	27	3.61	3.35	2.28	1.09	2.18	0.34	0.82	-1.21
MD401	26.4	4.11	3.67	2.74	1.15	2.19	0.39	0.88	-1.42
MD500	27	4.47	3.29	1.93	1.1	1.31	-0.07	0.83	-2.28

Tableau VI-6: Indice de saturation de l'eau vis à vis d'un minéral

D'après le tableau VI-6, on s'aperçoit que:

- toutes ces eaux sont sursaturées vis à vis des minéraux alumino-silicatés tels que la kaolinite, l'albite, le feldspath-K ;
- toutes les eaux sont en sur-saturation vis à vis du quartz ;
- toutes les eaux sont sous-saturées vis à vis de la fluorine ;

- à part les eaux du forage à Bekopiky (MD2), on enregistre une sur-saturation en dolomite dans tous les points d'eau ;
- la totalité des points d'eau sont saturées ou très proches de la saturation vis à vis de la calcite.

III-3 Origine des éléments dissous dans l'eau

Outre les apports atmosphériques, nous avons vu précédemment par l'analyse des données que ces eaux subissaient globalement trois influences : interaction eau-roche, effets de sels et apports anthropiques. Il convient maintenant de discriminer les origines de l'acquisition des divers éléments dissous et d'en expliciter la distribution spatiale.

Nitrate

La présence des fortes teneurs en nitrate dans les eaux du Sud de Madagascar a été déjà constatées par De Robillard (1949). La répartition spatiale très variable et élevée des concentrations en nitrate sur les forages échantillonnés confirme cette constatation (figure VI-9). La valeur maximale observée est dix fois supérieure à la norme préconisée par l'O.M.S qui est de l'ordre 45 mg L^{-1} . Cette distribution des concentrations en nitrate dans les eaux semble suggérer des apports ponctuels ou sur une superficie restreinte, d'origines naturelles ou anthropiques.

Les roches du socle métamorphique sont peu favorables à la présence des minéraux nitrates. Seuls les micas (biotites, phlogopite) sont susceptibles de contenir des quantités notables d'azote sous forme de NH_4^+ (Moine *et al.* (1994), Schroeder *et al.* (1994), Holloway *et al.* (1999)). Par exemple, la teneur en azote total dans la biotite de certains schistes peut varier de 253 - 1321 mg.N kg^{-1} (Holloway, 1998).

Un dosage de NH_4^+ sur une phlogopite du gisement d'Ampandrandava situé dans la région de Betroka au nord du secteur d'étude a donné une teneur de 210 ppm. Cette analyse a été faite auprès du Service central d'analyse du CNRS à Solaize en 1988 (Moine, *communication personnelle*). Une contribution de l'apport d'azote des nitrates par la roche pourrait donc être possible.

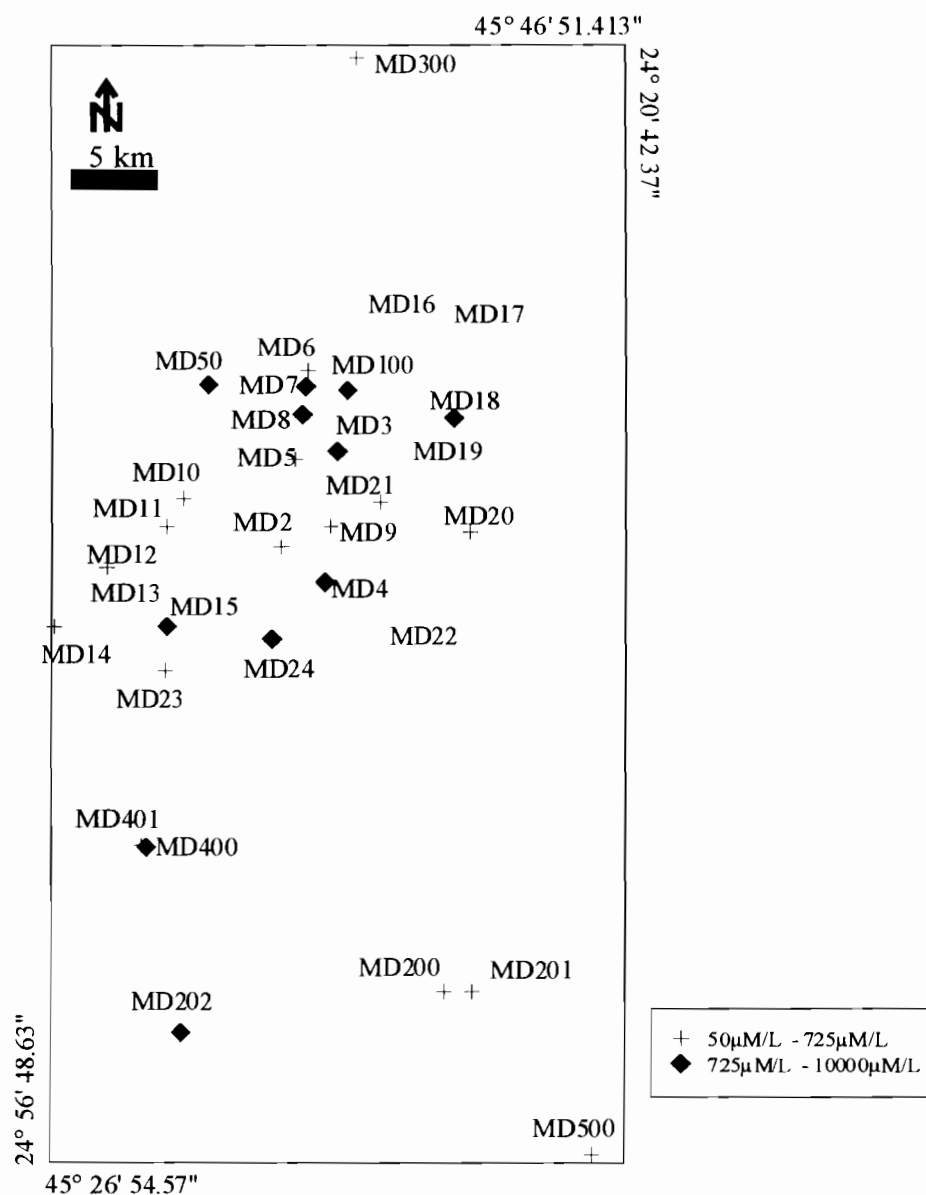


Figure VI - 9: Distribution spatiale de la teneur en nitrate

Pour les eaux à forte teneurs en chlorure tels que les forages à Anjatelo (MD19) et à Ikoroma (MD22) les teneurs en nitrate sont faibles et même non détectables. Deux explications peuvent être proposées : soit une absence de nitrate soit une réduction des nitrates. Cette dernière est compatible avec les teneurs relativement élevées en Fe et en Mn constatées à Ikoroma (MD22).

Sur la figure VI-10 sont présentées les relations entre les teneurs en nitrate et les teneurs en chlorure et en sulfate dans les eaux des forages. Deux groupes d'eau sont à distinguer .

- le premier regroupe les eaux dont les ions en chlorure et en sulfate semblent être acquis indépendamment des ions en nitrate. Pour ces eaux, les teneurs en nitrate sont relativement faibles ;
- le deuxième groupe d'eau se dégage du premier par un enrichissement en nitrate. Pour ce groupe d'eau, les fortes teneurs en nitrate sont accompagnés aussi d'une augmentation des teneurs en chlorure et en sulfate. Les forages concernés sont Andalakaolo (MD3), Lahimanara (MD4), Antafianampela (MD18), Vohitsanomby (MD24), Morafeno (MD50), Andalipito (MD100) et Antsakomiary (MD400).

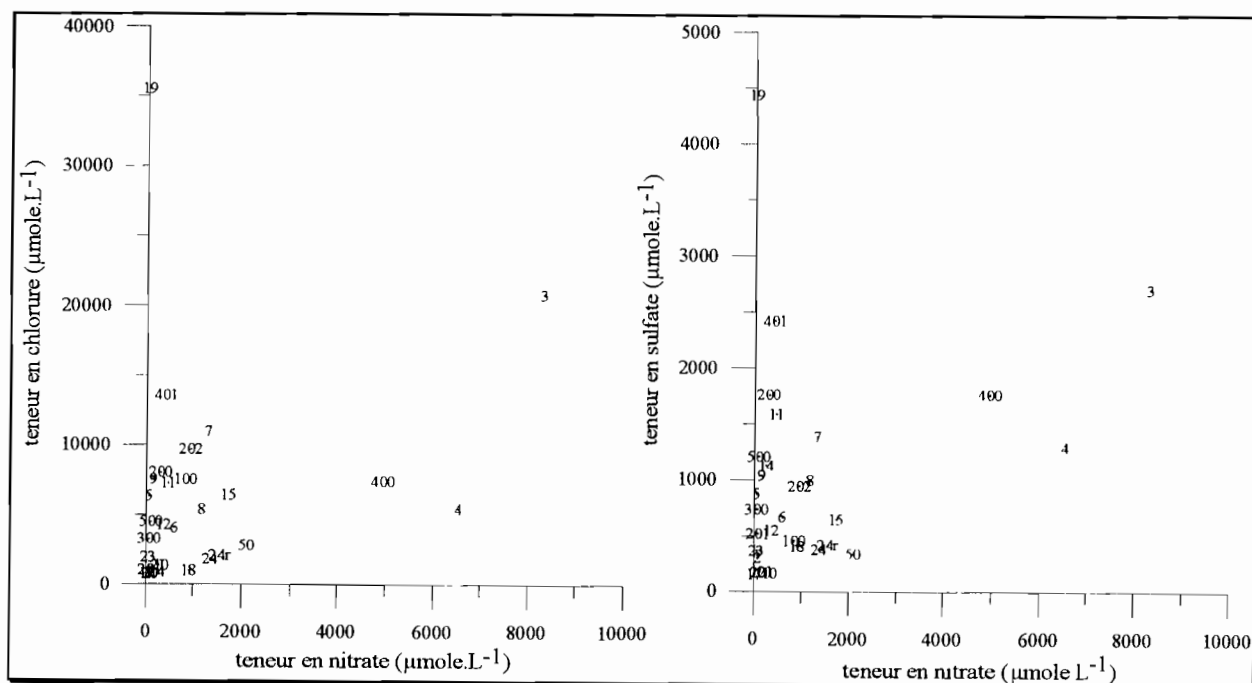


Figure VI - 10: Variation de la teneur en nitrate avec la teneur en chlorure et sulfate

Cette tendance nous amène à supposer qu'une partie des nitrates présents dans l'eau est liée à des activités anthropiques. La présence à proximité immédiate d'un forage de parcelles de

jardins, de culture de tabac avec utilisation des cendres et excréments animaux comme engrais, des endroits destinés aux latrines se trouvant parfois en zone amont des forages et l'implantation de ces forages en aval des villages, viennent à l'appui de cette hypothèse. Les faibles valeurs de transmissivité traduisant une faible vitesse de circulation (exemple Andalakaolo MD100) ou la présence des fractures drainantes (exemple : Vohitsanomby MD24) ne sont pas incompatibles avec les fortes concentrations en nitrate observées.

Outre la pollution, l'existence des buttes de termites dans le secteur et la nature humifère du sol sur certains forages pourront contribuer à l'apport de nitrate lié à la dégradation des matières organiques et des activités bactériennes. Cette contribution des activités bactériennes qui se manifeste par une fixation de l'azote sous forme d'ammonium NH_4 à l'intérieur des termitières puis oxydation de cet ammonium en nitrate a été proposée par Barnes et al. (1992) pour expliquer les fortes concentrations en nitrates dans les eaux souterraines en zone aride en Australie.

La variabilité des teneurs en nitrate observées dans ces eaux est en partie expliquée par la dénitrification. Elle s'effectue par la réduction des nitrates par la matière organique ou par l'oxydation de la pyrite, par exemple. Nous n'aborderons pas l'étude de ce processus dans ce travail, nous constatons simplement que les eaux de forage à des teneurs élevées en fer ont des teneurs en nitrate relativement faibles. Nous mentionnons en particulier les forages à Antsakomiaray (MD400) et à Ankara Andindo (MD401) distants de moins d'un kilomètre, présentant la même valeur de transmissivité, la même caractéristique lithologique à part la présence de graphite pour le forage à Ankara Andindo (MD400). Les teneurs en nitrate de leurs eaux sont différentes d'un facteur de dix. Nous expliquons cette différence de teneurs en nitrate par une réduction par le fer dont des valeurs notables et différentes ont été constatées.

Chlorure

Les ions chlorures sont présents avec des teneurs très variables dans les eaux souterraines dans le secteur étudié. Relativement faibles dans certaines eaux (inférieur à 1 mmole L^{-1}), ils atteignent des concentrations très élevées (jusqu'à 40 mmole L^{-1}) dans

d'autres. La forte contribution de la teneur en chlorure sur la minéralisation des eaux a été mise en évidence à partir de la précédente analyse des données. Il a été aussi montré par la détermination des différents types d'eau l'existence d'un faciès chloruré sodique pour les eaux marquées par une nette dominance des chlorures.

L'origine de ces chlorures pose un problème. Les différentes corrélations entre les ions en solution, le contexte géologique et climatique nous amène à considérer plusieurs sources possibles pour les chlorures.

◆ Altération des pyroxénites à phlogopite

Parmi les roches présentes dans notre secteur d'étude et dans la région cristalline de l'Androy, les pyroxénites ont la particularité de renfermer des minéraux sources possibles de chlorure et sulfate. La minéralisation de ces pyroxénites est caractérisée par l'association des minéraux tels que phlogopite, pyroxène, calcite, apatite, sphène, anhydrite, fluorine, spinelle, actinote, pyrrhotite, pyrite, azurite, thorianite, zircon, anorthite, et scapolite. (Lacroix, 1922 ; Lautel, 1958 ; Noizet, 1969). Les scapolites qui sont des tecto-silicates possédant deux pôles : la marialite ($3\text{albite} + \text{NaCl}$: pôle sodique) et la méionite ($3\text{anorthite} + \text{Ca}(\text{SO}_4, \text{CO}_3)$: pôle calcique) ont un développement régional dans les faciès granulites du Sud de Madagascar. Par leur altération, les phlogopites minéraux hôtes des halogènes et les scapolites peuvent contribuer à l'apport des ions chlorures dans les eaux. Les fortes minéralisations des eaux rencontrées à Mafiefy (les conductivités électriques sont égales à $17\,000\ \mu\text{S cm}^{-1}$ et $6000\ \mu\text{S cm}^{-1}$) et les teneurs en chlorure constatées dans les eaux à Ikoroma (forage MD22 dont la teneur en chlorure est de $41945\ \mu\text{mole L}^{-1}$ soit $1.5\ \text{g L}^{-1}$) qui sont à proximité des carrières de micas, sont en accord avec cette hypothèse (Figure IV-11).

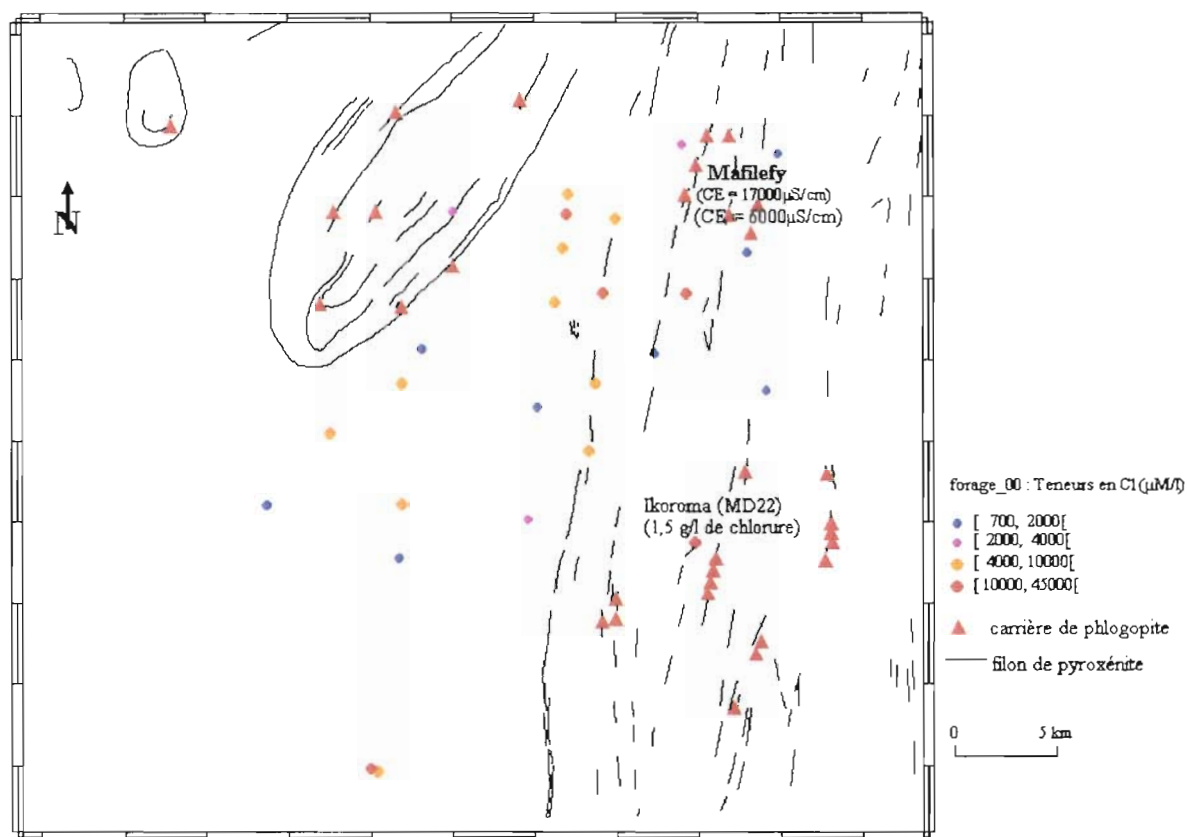


Figure VI - 11: Répartition spatiale des teneurs en chlorure, des filons et anciennes carrières de phlogopite

◆ Inclusions fluides

On peut aussi envisager une origine des chlorures à partir des inclusions fluides. Elles sont présentes dans le quartz et éventuellement dans la calcite et la fluorine .

Dans le quartz, ces inclusions fluides sont difficilement accessibles sauf si la roche a subi des fortes contraintes, alors que dans les minéraux « fragiles » tels que la calcite et la fluorite, un relargage du chlorure est possible lors du processus d'altération.

Ce drainage des inclusions des roches vers les régimes des eaux souterraines nécessite des porosités minimales et un régime hydraulique souterrain statique (Nordström, 1987). Les paramètres hydrodynamiques de certains forages (transmissivité de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) et les variations des niveaux statiques observés au niveau des forages liés à leur utilisation et à la recharge nous permettent de supposer que le régime hydraulique souterrain dans le secteur est loin d'être statique. Ainsi, il nous paraît difficile d'attribuer en exclusivité l'origine des ions chlorures présents dans l'eau à des inclusions fluides.

◆ **Apports anthropiques**

Les teneurs élevées en chlorure accompagnant les fortes concentrations en nitrate impliquent une contribution anthropique comme source des chlorures dans les eaux. Ce type d'apport est prédominant pour les échantillons d'eau en MD3, MD4, MD100 et MD7.

◆ **Evaporation - Dissolution**

La figure VI-12 illustrant la relation entre l'oxygène 18 et les ions chlorures met en évidence la complexité des processus qui gouvernent l'acquisition des ions chlorures. On distingue sur ce graphique un groupe d'eau caractérisé par une faible teneur en chlorure (inférieure à 1.5 mmole L^{-1}) et dont les teneurs en oxygène 18 varient indépendamment des chlorures. Ce comportement reflète un apport météorique des ions chlorures avec un moindre effet évaporatoire.

Comparé à ce comportement, on assiste à un deuxième processus correspondant à une augmentation des teneurs des ions chlorures sans qu'il y ait un enrichissement en oxygène 18. Ce fait pourrait s'expliquer par le résultat d'un effet de dissolution de sels.

Outre ces deux types d'apports, l'augmentation de la teneur en chlorure avec l'oxygène 18 constatée sur certains forages caractérise l'existence d'un effet évaporatoire.

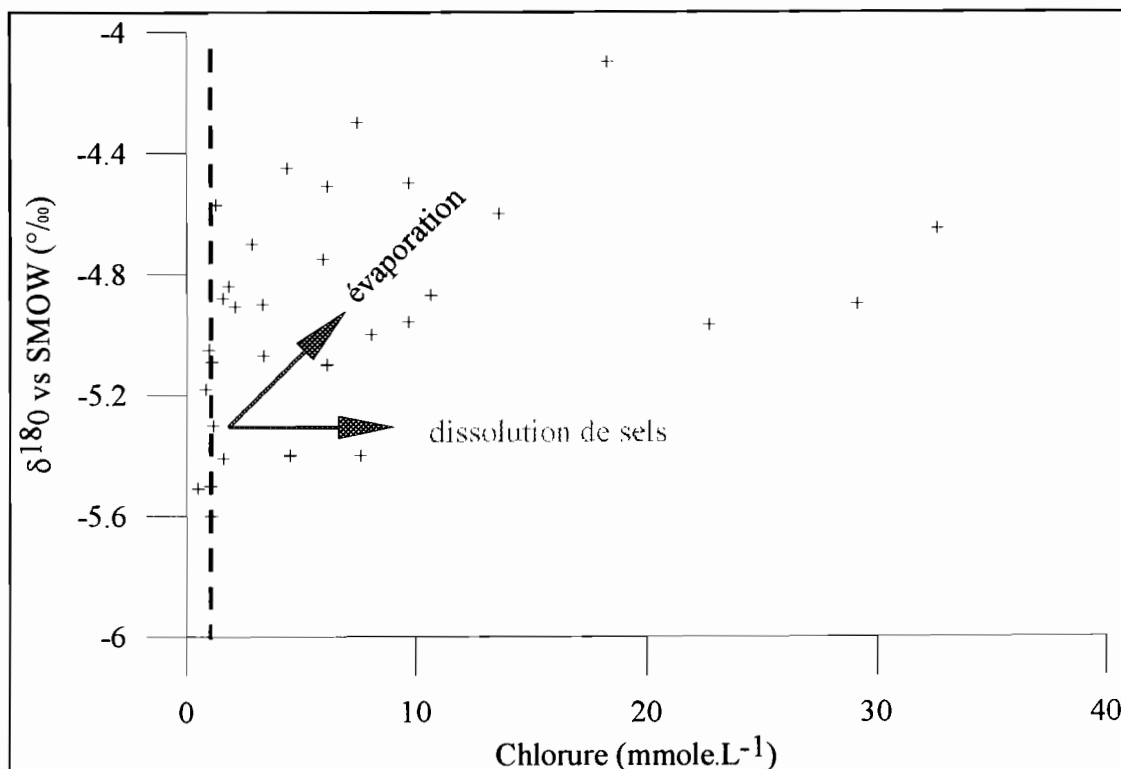


Figure VI - 12: Relation entre la teneur en chlorure et l'oxygène 18 des eaux

◆ Aérosols et embruns marins

La forte corrélation entre les conductivités électriques des eaux et les ions chlorures suppose que ces derniers contrôlent la minéralisation des eaux.

Le chlore est un élément le mieux conservé puisqu'il n'est ni influencé par le processus redox, ni contrôlé par les minéraux de faible solubilité. Nous allons étudier le comportement des rapports ioniques Na/Cl et Br/Cl.

D'après le diagramme Na/Cl en fonction de Cl (figure VI-13), au moins deux pôles d'eau issus de processus de minéralisation différents apparaissent.

Les échantillons d'eau à faible minéralisation présentent un rapport Na/Cl élevé qui pourrait s'expliquer par les hydrolyses des silicates ou les échanges de base. Une diminution de ce rapport Na/Cl vers un rapport marin avec une augmentation des teneurs en chlorure est ensuite constatée. Les échantillons à forte minéralisation des eaux présentent un rapport Na/Cl voisin de celui de l'eau de mer.

Le diagramme (Br/Cl) en fonction de Cl (figure IV-14) indique qu'il existe au moins trois groupes d'eau expliqués par différentes origines des ions halogènes (Br, Cl) dans les eaux souterraines.

$$- \text{Rapport } (Br/Cl) = (Br/Cl)_{mer}$$

Deux hypothèses pourront être avancées :

* lessivage des aérosols et embruns marins apportés par les vents et les pluies

* intrusion marine

A l'état actuel des connaissances, aucun indice morphologique, géologique, tectonique ou pétrographique ne semblerait en faveur de l'hypothèse intrusion marine.

$$- \text{Rapport } (Br/Cl) > (Br/Cl)_{mer}$$

Cette augmentation du rapport (Br/Cl) pourra être expliquée par un enrichissement en Br dû à une décomposition de la matière organique du sol.

$$- \text{Rapport } (Br/Cl) < (Br/Cl)_{mer}$$

Un faible rapport (Br/Cl) par rapport à celui de l'eau de mer suggère une présence de dissolution de sels chlorurés, la halite par exemple, qui est le seul sel chloruré à posséder un rapport (Br/Cl) plus faible que celui de l'eau de mer.

Ainsi de toutes ces hypothèses, nous proposons comme origine externe dans l'acquisition des ions chlorures un apport par les embruns et aérosols marins, une dissolution et un lessivage des sels (chlorurés, sulfatés, ou nitrates) résultant de l'évaporation, l'utilisation de l'eau par les plantes et les besoins domestiques.

D'autre part, la nature sablo-argileuse du sol sur la majorité des forages et les faibles valeurs de transmissivité en certains forages peuvent aussi favoriser un processus de minéralisation par recyclage des eaux.

Nous éliminons donc l'origine par les inclusions fluides des chlorures, et conservons l'hypothèse d'une origine par altération des pyroxénites à phlogopite avec reconcentration par endroit par lessivage des embruns et aérosols marins et dissolution de sels accumulés en surface ou dans la zone non saturée par évaporation, et par endroit un effet supplémentaire anthropique.

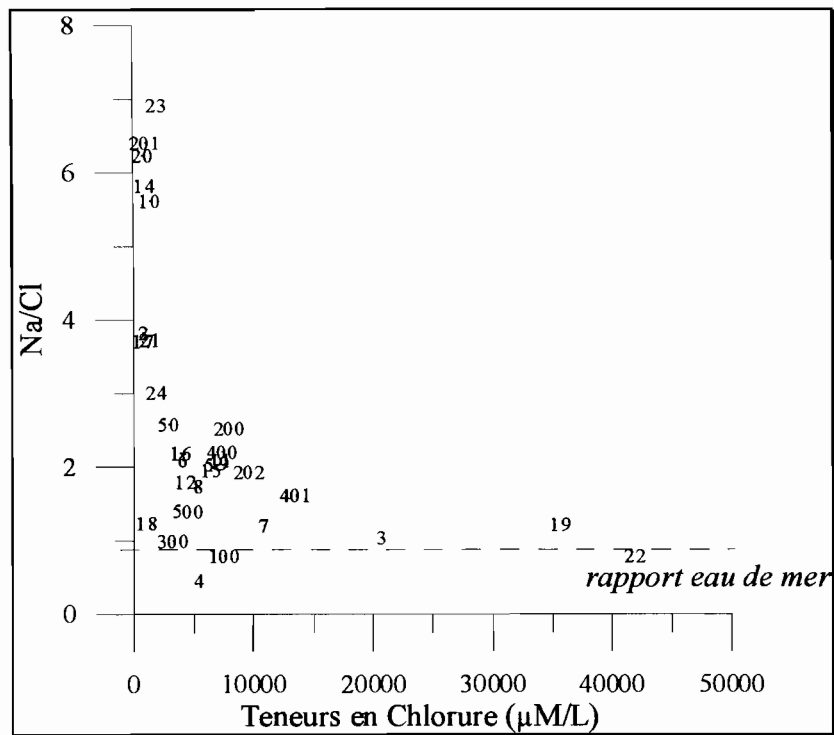


Figure VI - 13 : Diagramme Na/Cl en fonction de Cl

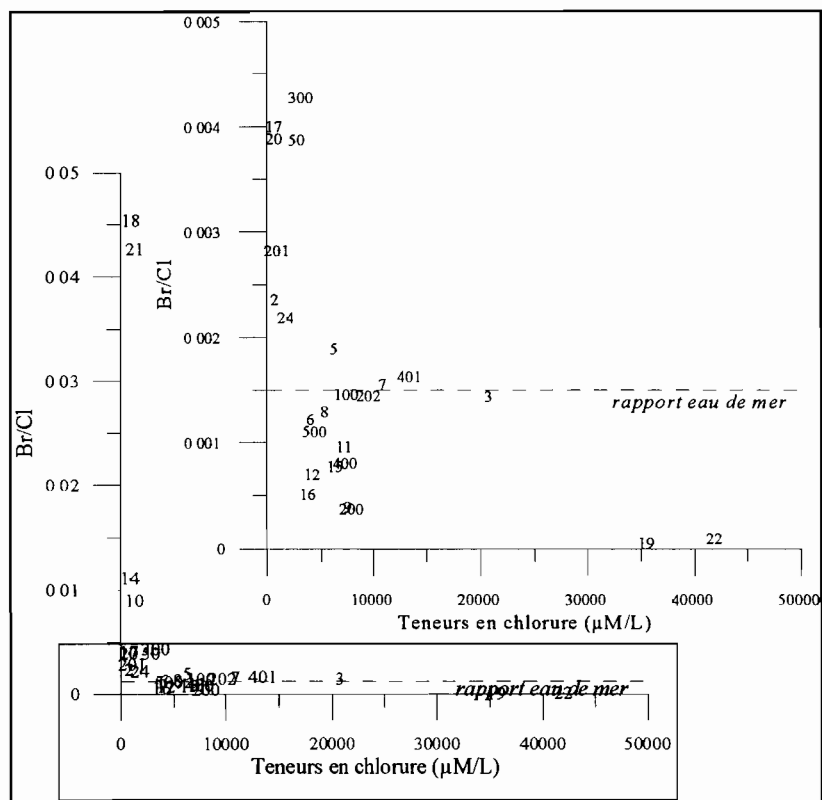


Figure VI - 14: Diagramme Br/Cl en fonction de Cl

Sulfate

La forte corrélation entre les ions chlorures et les ions sulfates suggère un ou plusieurs processus communs régissant leur mise en solution dans les eaux.

Quatres sources possibles peuvent être proposées pour l'origine des ions sulfates dans ces eaux :

- altération et / ou oxydation des pyrites, minéraux accessoires associés au faciès pyroxéniques
- dissolution des anhydrites. Des minéralisations « hydrothermales » en anhydrite (CaSO_4) sont connues dans les mines de mica de Beraketa et de Tsihombe se trouvant respectivement au Nord et au Sud de notre secteur d'étude.
- réduction des matières des organiques contenant des produits sulfurés
- lessivage des sels dus à l'évaporation et des cendres de plantes. Ceci est accompagnés des fortes teneurs en chlorure.

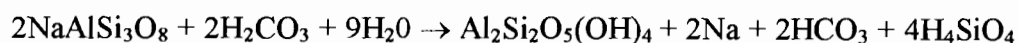
Bicarbonate

Les ions bicarbonates sont les ions dominants dans le système carbonique pour les valeurs de pH observées dans ces eaux ($\text{pH} < 8.3$).

L'alcalinité reflète ces teneurs en bicarbonates. L'origine de ces bicarbonates peut être due à l'attaque du gaz carbonique sur les roches.

La sursaturation de la majorité de ces eaux vis à vis de la calcite et de la dolomite indique que ces eaux sont en contact avec des roches carbonatées et que la dissolution de ces roches conduit à la libération des ions bicarbonates.

L'altération des silicates contribue aussi à la production des ions bicarbonates dans les eaux. Par exemple pour l'albite :



Albite

kaolinite

Fluor

Parmi les trente trois échantillons d'eau prélevés, vingt échantillons d'eau ont des teneurs en fluor dépassant la norme de l' O.M.S limitée à 52 $\mu\text{mole L}^{-1}$ pour les pays chauds.

Le micas, l'amphibole et l'apatite sont les minéraux sources possibles de fluor dans le secteur étudié. L'existence d'une large variation de concentration en fluor, atteignant 7% (pourcentage en masse), dans les micas du Sud de Madagascar a été signalée par De la Roche dès 1963. Ramambazafy (1998) l'a confirmé à partir des analyses faites sur des échantillons de roches prélevés dans la zone du faciès granulite du Sud de l'Androy (région d'Ampanihy).

La corrélation observée entre le pH et la teneur en fluor (figure VI-15) nous conduit à suggérer une possibilité d' échange entre les ions fluor dans le micas, l'amphibole ou l'apatite avec les ions hydroxyles OH comme origine des ions fluor dans les eaux. Cette hypothèse a été proposée par Banks (1998) pour expliquer les fortes teneurs en fluor encorrélation avec les valeurs de pH élevées, comprises entre 8 et 8.2 dans les eaux des aquifères du socle en Norvège. Or d'après Edmunds et al.(1984) et Richard (2000), cette réaction d'échange des halogénures avec les ions hydroxyles a pour effet un maintien de très faibles valeurs de pH pour permettre une altération intense des silicates.

La concentration en fluor est limitée par l'état de saturation de l'eau vis à vis de la fluorite accessoirement présent dans les pyroxénites.

Quels que soient les processus de sa mise en solution, les concentrations élevées et variables en fluor signalés par Ramambazafy (1998) dans les micas, biotites et phlogopites du Sud de Madagascar vont imposer leurs signatures en fluor sur les eaux en contact avec ces minéraux.

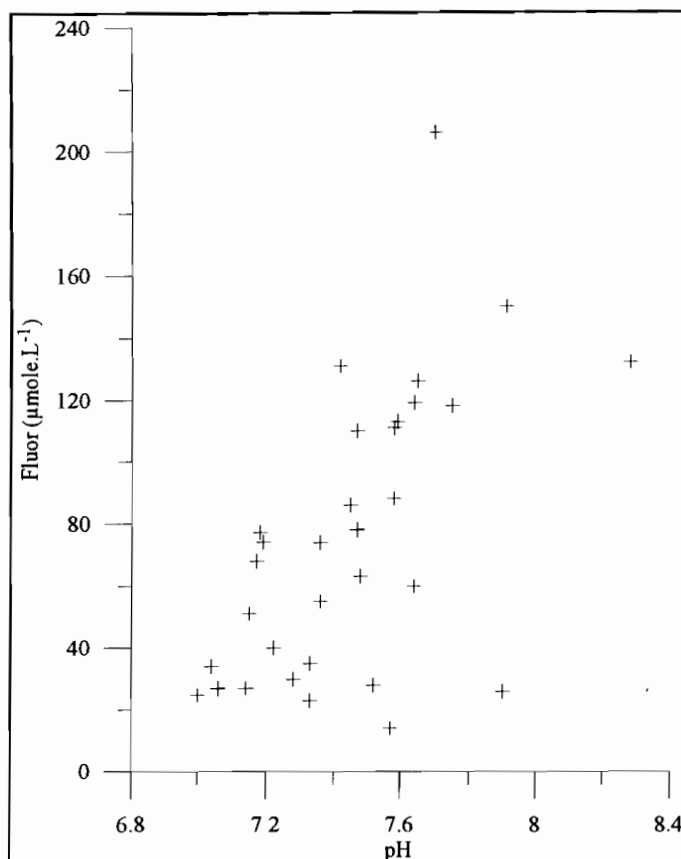


Figure VI - 15: Variation de la teneur en fluor avec le pH

Silice

La mise en solution des cations sodium, potassium, calcium et magnésium par l'altération des roches provoque la destruction des minéraux silicatés et la libération de la silice. Comme le montre le calcul de l'indice de saturation, toutes les eaux sont en équilibre avec le quartz. Le quartz est peu soluble, la présence de la silice dissoute dans les eaux sera contrôlée par la calcédoine et par l'altération des silicates.

L'absence de corrélation significative entre la silice, les cations et l'alcalinité est à lier à l'équilibre silice – silicate de néoformation qui est un facteur limitant dans le domaine des faibles températures.

Sodium

Le sodium est présent dans les minéraux alumino-silicatés (plagioclases, anorthose) et aussi dans les minéraux silicatés (amphibole). L'augmentation linéaire de la teneur en sodium avec l'alcalinité (figure VI-16) reflète la mise en solution de cet ion par altération des silicates. Le comportement des eaux des forages à Andalakaolo (MD3), à Anjatelo (MD19) et à Ikoroma (MD22) montrant un excédent de teneurs en ions sodium par rapport à l'alcalinité (figure VI-16) renforce l'hypothèse d'un apport partiel des ions sodium (cations compensateurs des ions sulfate, nitrate et chlorures), résultant d'un processus de dissolution de sels.

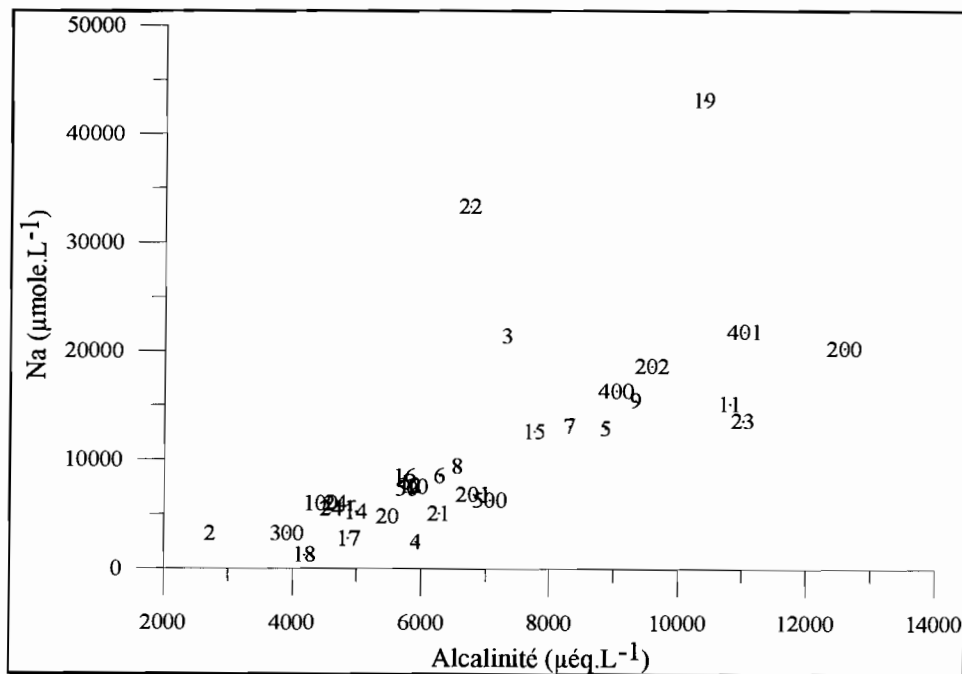


Figure VI - 16: Relation entre la teneur en sodium et l'alcalinité dans les eaux

Potassium

Les teneurs en potassium sont très faibles par rapport à celles des autres cations. Le rapport Na/K varie de 20 à 480. Cette prédominance du sodium sur le potassium est un fait général sur l'ensemble de ces eaux. Elle peut être expliquée par une fixation du potassium

dans les minéraux néoformés. Ainsi, lors d'un échange de base, cette faible valeur du rapport Na/K suppose que les ions sodiums sont plus facilement échangeables que les ions potassiums.

Magnésium

Le magnésium est présent dans les carbonates comme dans les silicates. La dissolution des minéraux carbonatés (dolomite) et l'altération des minéraux silicatés et ferromagnésiens conduisent à la mise en solution des ions magnésiums dans les eaux. La présence de ces minéraux ferromagnésiens (micas, pyroxènes, amphiboles) dans les roches de la région et la sursaturation des eaux vis à vis de la dolomite sont en accord avec les fortes teneurs en magnésium observées dans les eaux.

La corrélation significative de cet ion avec les chlorures, les sulfates, et les nitrates montre aussi une contribution des apports en « sels » pour les magnésium.

Calcium

Outre les apports de calcium par les effets de « sels », comme le magnésium, le calcium participe dans la composition de divers minéraux : carbonatés (calcite, dolomie), silicatés (amphibole), alumino-silicatés (anorthite) présents dans les roches dans cette région. Sa présence dans l'eau peut provenir essentiellement de l'altération de ces minéraux.

Quatre échantillons d'eau (MD14, MD17, MD 201, MD 300) parmi les trente deux prélevés ont un rapport Mg /Ca <1. Une cause au niveau de la minéralogie locale des roches pourra expliquer cette légère dominance du calcium sur le magnésium en ces forages.

Les éléments en trace

Les teneurs en éléments en trace ont été présentées dans le tableau VI-4. Comme nous l'avons mentionné, les eaux à fortes teneurs en fer et en manganèse ont des teneurs en nitrate faible.

Aussi bien pour les éléments majeurs que les éléments traces, les teneurs en éléments dissous sont plus faibles par rapport à celles des eaux de mer (tableau VI-7). Ainsi par exemple, le cas de $(\text{Li}/\text{Cl}) > (\text{Li}/\text{Cl})_{\text{mer}}$ pour les forages ayant une signature (Br/Cl) voisine de l'eau de mer indique bien un enrichissement en Li dû à une interaction eau-roche.

Elements dissous	Teneur en $\mu\text{mol L}^{-1}$
Na	478800
K	10180
Ca	10500
Mg	54380
Cl	558500
Li	26
Sr	92
Br	859

Tableau VI-7: Composition de l'eau de mer à 35‰ de salinité ($d = 1.023$)
(d'après Michard, 1989)

- Le lithium sont présents dans les silicates et les argiles néoformés. Des apports de Li par apports atmosphériques et des effets anthropiques peuvent être aussi envisagés.
- Le baryum et le strontium ont un comportement chimique identique à celui de calcium.
- Le strontium, comme le calcium, peut avoir une origine lithophile , une origine atmosphérique et une origine anthropique. En revanche, comme l'eau de mer ne contient que de très faible quantité en baryum, le baryum ne pourrait avoir que deux origines : lithologique et anthropique. L'origine lithologique provient surtout de la dissolution des minéraux comme la baryte qu'on peut trouver dans les filons hydrothermaux ou dans les calcaires par exemple.
- Le vanadium présente une corrélation avec les alcalinités (figure VI-17) , le pH et le fluor ce qui reflète une origine liée à l'altération de la roche. D'ailleurs, l'eau de mer ne présente

qu'une quantité très faible en vanadium (31 nmol.L^{-1}) ce qui signifie une très faible apport atmosphérique pour cet élément.

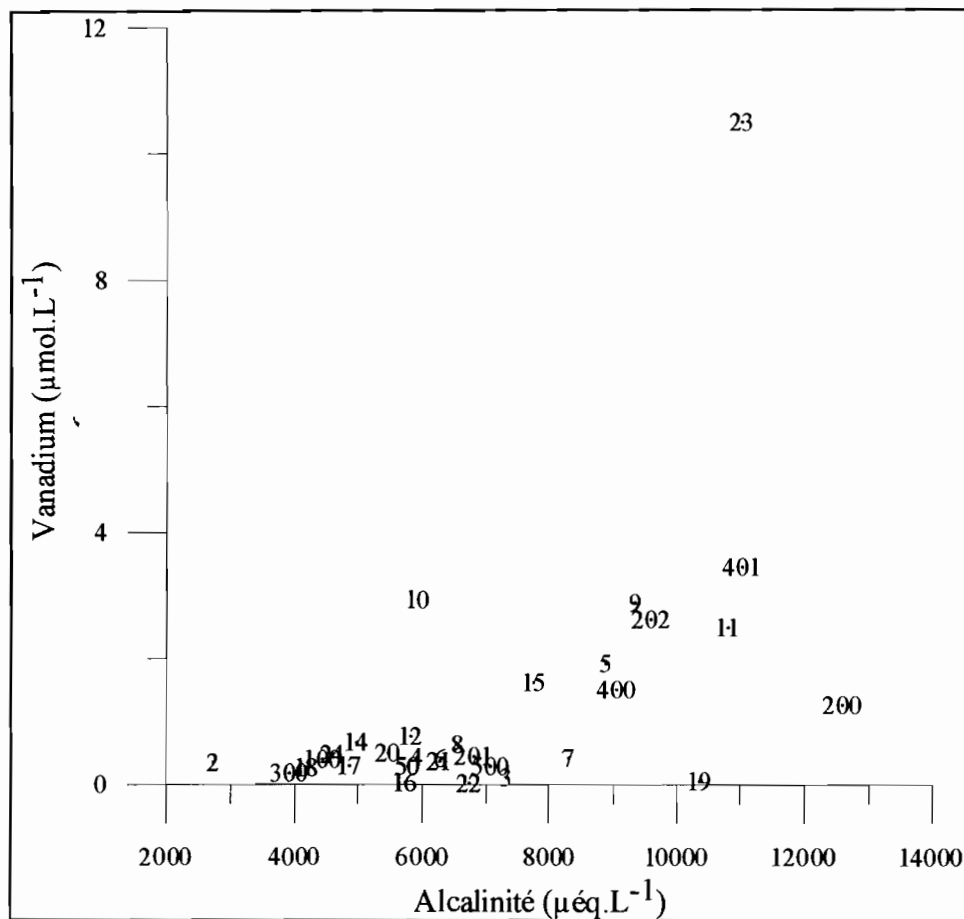


Figure VI - 17: Relation entre les teneurs en vanadium et l'alcalinité dans l'eau

IV- CLASSIFICATION DES FORAGES

Nous avons identifié quatre processus expliquant l'acquisition de la minéralisation des eaux dans la région cristalline de l'Androy. Les isotopes stables de l'eau ont montré la présence de l'évaporation ayant affectée les eaux au cours ou avant leur infiltration.

Grâce à l'étude hydrochimique, la présence des apports anthropiques, l'interaction eau-roche et les effets sels ont été mis en évidence. Nous regroupons sous le terme effets sels la

dissolution des sels concentré par une forte évaporation , les apports par des aérosols et embruns marins.

Dans la suite, nous proposons une classification des forages suivant ces différents processus en se basant sur les diagrammes :

$$- \frac{\text{Alcalinité}}{\text{Cl} + 2\text{SO}_4} = f\left(\frac{\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca} + 2\text{Mg}}{\text{Cl} + 2\text{SO}_4}\right)$$

$$- {}^{18}\text{O} = f(\text{Cl})$$

couplés au rapport Br/Cl.

- Les forages MD2, MD10, MD14, MD17, MD20, MD21, MD23 et MD201 sont caractérisés par :

- des faibles teneurs en chlorure ;
- des teneurs relativement faibles en nitrate ;
- une variation des teneurs en ^{18}O sans augmentation des teneurs en chlorure.

Ces forages reçoivent une recharge par des eaux faiblement évaporée et développent leur minéralisation par altération des silicates et des carbonates.

- Les forages MD3, MD7, MD19, MD22, MD100, MD202 et MD401 qui ont subi aussi une évaporation, sont nettement marqués par un effet de sels. Il se traduit par une faible valeur du rapport (Alcalinité / (2Cl + 2SO₄)) et un rapport (Br/Cl) ≤ (Br/Cl)_{mer}. Cet effet de sels pourrait être un lessivage des aérosols et embruns marins ou une dissolution de tout autre sel précipité en surface.

- Pour les forages MD4, MD18, MD24, MD50 et MD400 qui montrent des fortes teneurs en nitrate, s'ajoutent à l'effet évaporation une présence d'effet anthropique . On a constaté pour ces forages une augmentation des teneurs en chlorure et en sulfate accompagnant les nitrates.

- Pour les autres forages MD5, MD6, MD8, MD11, MD12, MD15, MD16, MD200, MD202, MD300, MD400 et MD500 un effet de sels moins marqué en sus de l'évaporation et de l'hydrolyse des silicates semble apparaître. Ces forages sont caractérisés par un

rapport (Alcalinité / (Cl + 2SO₄)) voisin de 1 et un rapport (Br/Cl) ≤ (Br/Cl)_{mer} sauf pour MD300 où ce rapport (Br/Cl) est supérieur à celui de l'eau de mer dû à une éventuelle présence des matières organiques dans le sol.

Une répartition géographique de cette classification est présentée sur la figure VI-18.

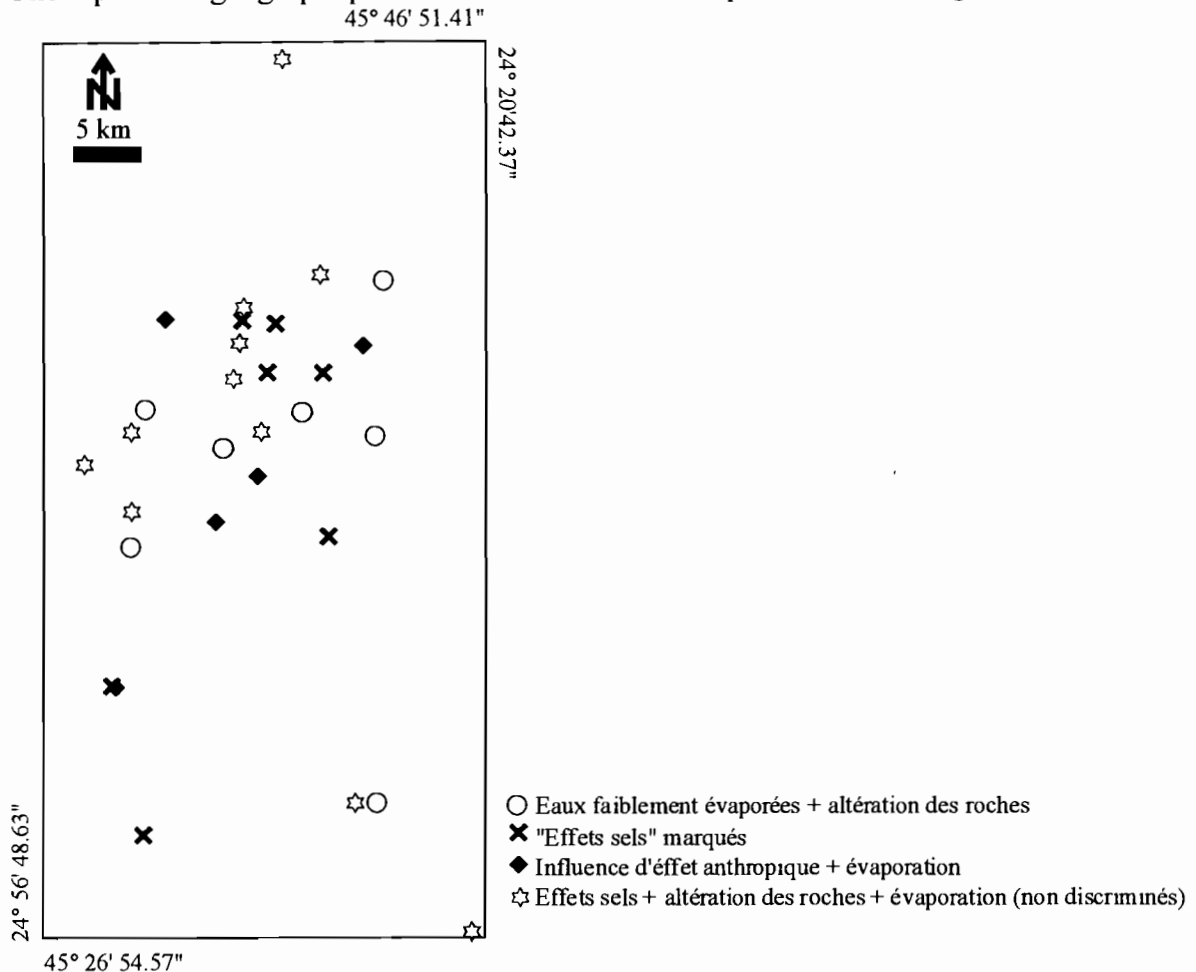


Figure VI -18 : Répartition spatiale des processus dominants dans la minéralisation

V- CONCLUSION

Cette étude isotopique et hydrochimique a été menée pour déterminer la chimie des eaux et l'origine de la salinité dans la région cristalline de l'Androy. Ces eaux sont essentiellement chlorurées sodiques pour les conductivités électriques supérieures à 2500 $\mu\text{S cm}^{-1}$ et bicarbonatées sodiques pour les faibles conductivités électriques. La charge saline est essentiellement contrôlée par les chlorure et sodium.

L'étude isotopique a mis en évidence que tous les forages ont reçu une recharge par des eaux évaporées. Outre cet effet évaporatoire, l'interaction eau-roche, effet de sels (concentration - dissolution), apport anthropique sont les processus responsables de la minéralisation des eaux. A cause de l'hétérogénéité lithologique, et de l'interférence de ces différents processus dans l'acquisition de la minéralisation des eaux, aucune zonation géographique nette n'a été constatée concernant les faciès chimiques des eaux. En revanche, une typologie des forages en fonction de l'impact de chaque processus sur l'acquisition de la minéralisation a été proposée.

Il ressort de cette classification qu'au moins quatre groupes de forages sont à distinguer :

- * les forages à faible minéralisation des eaux où la minéralisation est essentiellement due à une faible évaporation et une altération des silicates et des carbonates ;
 - * les forages à une minéralisation des eaux élevée due à l'évaporation et dissolution de sels issus des aérosols et embruns marins ou d'une forte évaporation ;
 - * les forages où la minéralisation est influencée par des apports anthropiques
- et enfin
- * les forages où un effet de sels, d'évaporation et d'interaction eau-roche coexistent mais ne semblent pas se discriminer.

Nous proposons pour la suite, une synthèse des résultats issus des différentes investigations pour déterminer les facteurs qui contrôlent ces différents processus dans l'acquisition de la minéralisation des eaux.

SYNTHESE ET PERSPECTIVE

Notre zone d'étude se situe dans la partie socle cristallin, en affleurement dans la partie septentrionale de la région de l'Androy de l'extrême sud de Madagascar.

Cette région est régie par un climat tropical semi-aride et caractérisée par une lithologie très hétérogène formée par des leptynites, des gneiss, des quartzites et des pyroxénites. La variabilité des propriétés hydrodynamiques des aquifères et de la minéralisation des eaux observée dans les forages reflètent le caractère discontinu des aquifères de ce socle cristallin. La circulation des eaux souterraines s'effectue dans les zones altérées ou dans les fissures et dans les fractures sous certaines conditions.

Parmi les 217 forages réalisés dans la région cristalline de l'Androy, il y a environ 35% d'échec attribué :

- soit à des conductivités électriques des eaux trop élevées, la valeur maximale atteinte est de $30.000\mu\text{S cm}^{-1}$;
- soit à des débits peu productifs.

Cette étude a été réalisée afin de comprendre l'origine et la variabilité spatiale de la forte minéralisation des eaux dans les aquifères du socle de cette région.

Dans cette partie, nous présentons un rappel des principaux résultats acquis à partir de l'étude de la fracturation, de l'emploi des méthodes géophysiques et des analyses hydrochimiques effectuées dans le cadre de ce travail.

A l'issue d'une synthèse générale de ces différentes approches, nous proposons un modèle d'aquifère schématisant les processus expliquant l'origine et la variabilité de la minéralisation des eaux observées dans les forages.

Pour améliorer les connaissances sur le fonctionnement des aquifères dans cette région et pour optimiser l'implantation d'un forage à eau douce et potable, nous proposerons les perspectives possibles à ce travail.

I- SYNTHESE

Ce travail illustre une approche pluridisciplinaire pour aborder la problématique des aquifères de socle et apporte une connaissance améliorée sur l'hydrogéologie de la région de l'Androy.

Dans cette région, la répartition géographique de la minéralisation des eaux et de leur faciès géochimiques reflète bien la complexité de l'acquisition de la salinité. La charge saline est essentiellement contrôlée par les ions chlorure et sodium.

➤ - **L'étude de la fracturation** a été menée dans le but de mieux appréhender la circulation des eaux. Elle a été abordée par trois approches différentes et complémentaires: l'étude morphostructurale, la photo-interprétation et l'analyse des images satellitaires, qui nous ont permis d'établir une carte synthétique des alignements structuraux. En l'absence de données sur l'ovalisation des trous de forage et de mesures in situ, nous étions amenés à étudier le comportement hydraulique des fractures par la connaissance des régimes de contrainte déduite de l'étude des mécanismes aux foyers. Nous avons ainsi déterminé le tenseur de contrainte affectant la région étudiée. Il s'agit d'un régime décrochant sur lequel se branchent des failles normales formant un système en queue de cheval. Il en résulte que dans cette région, les fractures E-W sont *a priori* fermées et que les fractures subméridiennes sont ouvertes à la circulation des fluides. Mais l'analyse des débits en relation avec les conductivité électriques des eaux met en évidence l'influence des matériaux de remplissage des fractures sur la circulation des eaux.

➤ - L'objectif de **l'investigation géophysique** est de déterminer la géométrie des aquifères et de voir l'éventuelle influence des structures sur la minéralisation des eaux. L'imagerie géophysique mise en œuvre au cours de cette étude nous a permis d'identifier les linéaments relevés par l'analyse des photographies aériennes et de l'image satellitaire.

Elle a montré aussi que :

- les couches d'altérations sont hétérogènes ;
- les épaisseurs d'altération les plus importantes sont liées à des zones de fracturation ;
- la géométrie de l'aquifère par son épaisseur d'altération ou par son degré de fissuration ou de fracturation influe sur la minéralisation des eaux.

En effet, les forages à fortes minéralisation des eaux semblent exploiter des aquifères potentiellement faibles (faible transmissivité ou faible débit). Les forages à faible minéralisation des eaux sont implantés sur des zones à fortes épaisseurs d'altération ou sur une zone de fracturation.

➤ - **La caractérisation hydrogéochimique des eaux** nous a permis d'identifier les différents processus interférant dans l'acquisition de la minéralisation de ces eaux. Il s'agit :

- d'un apport anthropique exprimé par une teneur élevée en NO_3 accompagnée de fortes teneurs en Cl et SO_4 ;
- un effet évaporatoire marqué par une déviation des teneurs en oxygène 18 et en deutérium par rapport à la droite météorique mondiale ;
- un effet de dissolution ou remobilisation des sels dans les fractures ou dans les zones non saturée. Cet effet se traduit par une augmentation des teneurs en chlorure sans variation des teneurs en oxygène 18 ;
- une interaction eau roche.

Comme le montrent les teneurs en isotopes stables (oxygène 18 et deutérium), l'évaporation a affecté l'ensemble de ces eaux avant ou au cours de son infiltration, mais elle n'est pas la seule cause de la salinité des eaux .

Le rapport Br/Cl voisin de celui de l'eau de mer observé sur certains forages tels que MD3, MD5, MD6, MD7, MD8, MD100, MD202 et MD401 indique une origine marine de ces ions due à des embruns marins et des aérosols.

Dans l'état actuel des connaissances, aucun indice morphologique, géologique, tectonique ou pétrographique ne laisse penser à une intrusion directe d'eau de mer dans la région cristalline de l'Androy.

Les analyses en carbone 14 ont montré que ces eaux sont des eaux récentes ou correspondent peut être un mélange entre une eau récente et une eau ancienne. Des analyses complémentaires sur les teneurs en ^3H pourraient confirmer ou infirmer cette hypothèse.

La minéralisation des eaux due à l'interaction eau-roche est acquise par l'hydrolyse des silicates sous condition de système ouvert.

➤ - **Une typologie des forages** suivant les processus dominants dans l'acquisition de leur minéralisation a été proposée. De cette classification, les forages sont repartis en quatre types :

- les forages où une faible évaporation et l'altération des silicates et des carbonates sont les principales sources de la minéralisation des eaux. Ces forages sont relativement à eaux douces ;
- les forages à forte minéralisation des eaux sont marqués par l'évaporation et la dissolution de sels ;
- les forages à minéralisation intermédiaire sont influencés par des effets anthropiques ;
- et enfin, les forages où l'évaporation, l'effet de sels et l'interaction eau roche sont concomitants.

➤ - **L'analyse du contexte morphologique** de l'implantation du forage associée aux caractéristiques des forages a montré les tendances suivantes :

- les forages implantés à mi-pente entre les plateaux et les bas fonds sont à majorité à faible minéralisation des eaux, avec un débit élevé et une altération de type sable argileux ou grossier.
- les forages à forte minéralisation des eaux ont été souvent implantés au sommet des talwegs ou dans la partie basse des versants ou dans les bas fonds (dépression). Leur altération est du type argileux sur les plateaux et les bas fonds , du type sableux sur les bas versants. Pour ces forages, les débits sont relativement faibles.

Eu égard à ces résultats, nous proposons un modèle d'aquifère présenté sur la figure VII-1 qui schématise les processus et les facteurs contrôlant la minéralisation des eaux dans la région de l'Androy.

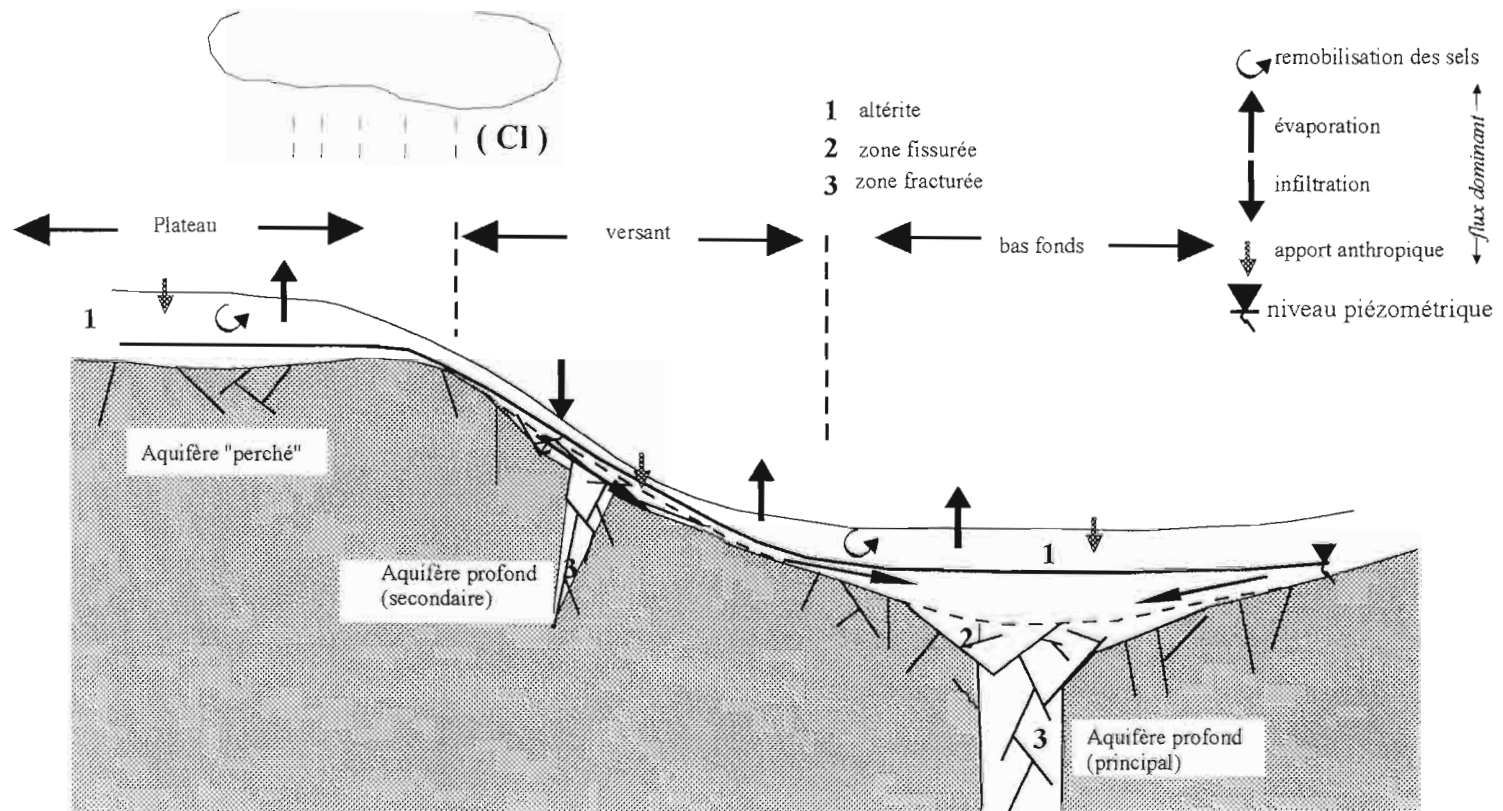


Figure VII - 1: Modèle conceptuel d'aquifère et les processus de l'acquisition de la minéralisation

Trois unités morphologiques sont à distinguer :

- les plateaux qui se trouvent au sommet des interfluves ;
- les versants ;
- les bas fonds ou dépressions.

Les trois réservoirs aquifères : altérites, fissures et fractures peuvent être rencontrés dans chacune de ces unités avec une extension et un fonctionnement différents.

Sur les plateaux :

La nature argileuse des altérites rend difficile toute infiltration per descendum. En conséquence, les aquifères superficielles dans les altérites sont indépendants des aquifères profonds. La faible vitesse de circulation des eaux, la faible profondeur du niveau statique favorisent une reprise par évaporation à travers la zone non saturée. Ce manque de mobilité de l'eau augmente son temps de résidence, la rend plus chargée en sels et l'isole de l'écoulement général. Ces aquifères qui reçoivent une faible alimentation saisonnière se comportent comme des aquifères « perchés » et éventuellement isolés. On a vu par l'analyse des données existantes que les forages implantés en zone amont d'un talweg ont tendance à fournir des eaux minéralisées. Ce fait est dû à une surconcentration par évaporation et à une circulation lente ou éventuellement une stagnation des eaux.

Sur les versants

Les altérites sont plus épaisses vers l'aval à cause du ruissellement lié à la pente. La nature sableuse ou sablo-argileuse, grossière, ne fait pas barrière à une infiltration et un écoulement latéral au niveau des altérites. Une connexion hydraulique peut exister entre les aquifères superficiels et les aquifères profonds. La circulation latérale des eaux en partance des zones d'infiltration est plus développée. La reprise par évaporation et la dissolution de sels sont relativement réduites. On a constaté que les forages implantés sur les hauts versants et à mi-pente, en particulier sur des zones de fractures sont en général à faible minéralisation des eaux.

Dans les bas fonds

Un épaissement des altérites associé au développement de fissures et de fractures est constaté d'après l'imagerie géophysique. L'aquifère est plus développé et en général, on a une bonne mobilité de l'eau traduite par des valeurs de transmissivité élevée.

La possibilité d'une infiltration per descendum dépend de l'argilosité des altérites. Une circulation latérale des eaux peut avoir lieu au niveau des altérites, le réservoir fissure-fracture joue un rôle drainant.

Pour cette unité morphologique, la reprise par évaporation et les dépôts de sels sont favorisés. La majorité des forages implantés dans les bas fonds et les dépressions sont à forte minéralisation des eaux, l'étude hydrochimique a mis en évidence une forte contribution de dissolution de sels pour expliquer cette minéralisation des eaux et l'imagerie électrique l'a mis en relation avec l'extension de l'aquifère.

En résumé, il ressort de cette étude que la morphologie locale et la géométrie des aquifères sont les facteurs principaux qui gouvernent les processus d'acquisition de la salinité des eaux dans la région de l'Androy.

Une faible vitesse de circulation des eaux les rend plus chargées en sels et augmente le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère. Les teneurs en isotopes stables de l'eau n'ont pas permis de discriminer l'influence de l'évaporation en chaque forage. L'explication est que certains épisodes pluvieux sont entièrement repris par évaporation, d'où une absence totale de signature isotopique. Les sels ainsi déposés sont dissous lorsque l'infiltration se produit, les eaux minéralisées résultantes sont souvent peu enrichies en isotopes lourdes.

L'essentiel de la salinité des eaux dans cette région a pour origine la dissolution et le lessivage des sels dus à la forte évaporation auxquels pourraient s'ajouter les aérosols et les embruns marins ainsi que les apports anthropiques.

A l'issue des résultats déduits de cette étude, est-il possible de prédire à partir des critères morphologiques, de la fracturation et des résultats géophysiques la qualité des eaux d'un nouveau forage dans la région de l'Androy ?

Pour cela, nous proposons de combiner aux résultats géophysiques, les contextes morphologiques et la fracturation.

L'objectif est de comparer les résultats attendus d'après ces critères à la réalité observée.

Dix forages où les mesures géophysiques ne sont pas perturbées par les graphites ont été sélectionnés pour ce test dont le résultat est consigné dans le tableau VII-1.

	Morphologie			Fracture	Géophysique	Prédiction	Réalité
	BF	MV	S				
MD3	x			ouverte	-	mauvaise	Salée
MD4	x			ouverte	+	bonne	Salée
MD7			x	« semi-ouverte »	-	mauvaise	Salée
MD12		x		ouverte	+	bonne	Douce
MD20		x		ouverte	+	bonne	Douce
MD21		x		ouverte	+	bonne	Douce
MD22	x			ouverte	-	mauvaise	Salée
MD23	x			ouverte	+	bonne	Douce
MD24	x			ouverte	+	bonne	Douce
MD100		x		« semi-ouverte »	+	bonne	Salée

Tableau VII- 1: Test de prédiction sur la qualité des eaux

BF : Bas fonds ; MV : Milieu des versants ; S : sommet des versants

+ : bonne implantation , - : implantation moins favorable

A 20% près, une bonne concordance entre la qualité prédite et la qualité réelle des eaux est observée. Ce résultat constitue un schéma directif pour l'implantation de forages à eau douce dans cette région. Il mérite d'être appliqué et amélioré par d'autres futurs forages.

II- PERSPECTIVES

A l'issue de cette thèse, les acquis ouvrent la voie à des études ultérieures axées sur le fonctionnement des aquifères, sur l'évolution temporelle de la salinité des eaux et sur l'évaluation des ressources en eau potable dans cette région.

Il nous paraît primordial pour une satisfaction en eau potable de la population et du bétail dans la région de l'Androy :

- de faire des analyses chimiques sur une chronique des pluies pour estimer les apports météoriques en ions chlorures , faire un bilan en chlorures et de faire une évaluation à long terme de la salinité des forages existants;
- d'avoir un suivi des niveaux piézométriques pour une modélisation des systèmes aquifères.

Pour l'implantation de nouveaux forages à eau douce, une investigation géophysique est incontournable lorsqu'on cherche à exploiter l'eau drainée par une fracture. Il semblerait d'après nos résultats en imagerie géophysique, qu'une erreur d'implantation de quelques mètres pourrait conduire à un échec : salinité trop élevée.

Références bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ACKERMAND D., WINDLEY B.F., RAZAFINIPARANY A. (1989). The Precambrian mobile belt of southern Madagascar. in: Daly J.S, Cliff R.A, Yardley B.W.D (eds.) Evolution of metamorphic belts. Geological society London., 293 - 296.
- ACWORTH R.I (1987). The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 20, 265 - 272.
- ALBOUY Y., ANDRIEUX P., RAKOTONDRA SOA G., RITZ M., DESCLOITRES M., JOIN J.L, RASOLOMANANA E. (2001). Mapping coastal aquifers by joint inversion of DC and TEM Soundings – Three case histories. *Ground Water* 39(1), 87- 97.
- AKITI T.T (1980). Etude géochimique et isotopique de quelques aquifères du Ghana: Gneiss de la plaine d'Accra, Calcaires de la plaine au Sud-Est de la Volta, Granites de la Hautes-Région. Thèse de Dr. Ing., Université de Paris-Sud., 232 pages.
- ANDREWS J.N (1985). The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement. *Chemical Geology* 49, 339 - 351.
- ANDRIAMAROFAHATRA J., DE LA BOISSE H., NICOLLET C. (1990). Datation U-Pb sur monazites et zircons du dernier épisode tectono-métamorphique granulitique majeur dans le Sud Est de Madagascar. *C.R.Acad.Sci.Paris Serie II* - 310, 1643 - 1648.
- ARCHIE G.E (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Am. Inst. Min. Metallurg. Petr. Eng. Tech.*, paper 1422.
- AUROUZE J. (1959). Hydrogéologie du Sud de Madagascar. Thèse de Doctorat , Université de Paris, 191 pages.
- BALTASSAT J.M, LEGCHENKO A. (2001). Caractérisation par Résonnance Magnétique Protonique (RMP) des aquifères du socle de la région d'Andalatanosy (Madagascar). BRGM/ RP- 50900 - FR, 49 pages.
- BANKS D., FRENGSTAD BJÖRN, MIDTGARD A.K, KROG J.R, STRAND T. (1998). The chemistry of Norwegian groundwaters: I - The distribution of radon, major and minor elements in 1604 crystalline bedrock groundwaters. *The Science of the Total Environment* 222, 71 - 91.
- BARD E., ARNOLD M., FAIRBANKS R.G, HAMELIN B. (1993). ^{230}Th , ^{234}U and ^{14}C ages obtained by mass spectrometry on corals. *Radiocarbon* 35 (1), 191 - 1999.
- BARNES C.J, JACOBSON G., SMITH G.D (1992). The origin of high-nitrate ground waters in the Australian arid zone. *Journal of hydrology* 137, 181 - 197.

- BATTISTINI R. (1964). L'extrême Sud de Madagascar: étude géomorphologique. Tome I: le relief de l'intérieur. Thèse de Doctorat, Université de Madagascar, 330 pages.
- BAZOT G. (1974). Géologie de la région de Fort-Dauphin - Sainte Luce. T.B.G.M 142, 1 - 44.
- BAZOT G. (1976). Contribution à l'étude des formations métamorphiques précambriennes du Sud Est de Madagascar. Thèse, Université de Clermont Ferrand, 634 pages.
- BEAUCE A., BERNARD J., LEGCHENKO A., VALLA P. (1996). Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques: l'application de la résonance magnétique nucléaire. Hydrogéologie 1, 71 - 77.
- BERTIL D., REGNOULT J.M (1998). Seismotectonics of Madagascar. Tectonophysics 294, 54 - 74.
- BESAIRIE H. (1961). Les ressources minérales de Madagascar. Ann. Géol. Madagascar XXX, 1 - 116.
- BESAIRIE H. (1963). La géochronologie à Madagascar. Ann. Géol. Madagascar XXXIII, 17 - 20.
- BESAIRIE H. (1967). The Precambrian of Madagascar. in Rankama Kalervo (ed.), 133 - 142.
- BESAIRIE H. (1973). Géologie de Madagascar in. Précis de géologie malgache. Ann. Géol. Mad. 36, 141 pages.
- BESAIRIE H., ROUBEQUAIN Ch. (1957). Madagascar: essai de carte géomorphologique: feuille du sud. Echelle 1/1000000.
- BESSON S., CHARLES R.C. J. (1988). The combined EMT/VES Geophysical . Method for siting boreholes. Ground water 26(1), 54 - 63.
- BOTTOMLEY D.J, KATZ A., CHAN L.H, STARINSKY A., DOUGLAS M., CLARK I.D, RAVEN K.G (1999). The origin and evolution of Canadian shield brines; evaporation or freezing of seawater? New lithium isotope and geochemical evidence from slave Craton. Chemical Geology 155, 295 - 320.
- BRESSON Y. (1959). Note hydrologique sur les cours d'eau de la région semi-aride de Madagascar. Mémoires de l'Institut Scientifique de Madagascar. Série D. Sciences de la Terre (MDG) 9, 35 - 73.
- BRGM (1995). Programme d'hydraulique villageoise: 150 points d'eau dans le Sud de Madagascar. Rapport de fin travaux. N° 1976 MDB/SGN/95, 40 pages.

- CAEN VACHETTE M. (1979). Le Precambrien de Madagascar, radiochronometrie par isochrones Rb/Sr sur les roches totales. *Revue de la Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 21, 331 - 338.
- CAHEN L., SNELLING N.J, DELHAL J., VAIL J.R (1987). The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press Oxford, UK., 512 pages.
- CAMPBELL M.R (1896). Drainage modifications and their intepretation. *J.Geol. Chicago* 4, 567 - 581 et 657 - 678.
- CANN C. (1996). Variations des teneurs en azote dans quelques cours d'eau bretons. In: *Symp. Hydrologie dans les pays celtiques. Les colloques n°79 (INRA Ed.)*, 193 - 202.
- CASTANY G. (1982). Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod, Paris, 236 pages.
- CATHELINEAU M., BOIRON M.C, CUNEY M., COULIBALY Y., AYT OUGOUGDAL M. D (1997). Origine de la salinité dans les paléofluides des granites de la Vienne: apport de l'étude des paléocirculations. Résumé des journées scientifiques de l'ANDRA, site de la Vienne : 13 - 14 Octobre 1997, Poitiers 34.
- CHAPERON P., DANLOUX J., FERRY L. (1993). Fleuves et rivières de Madagascar. Editions Orstom, 874 pages.
- CHOUDHARY A.K, HARRIS N.B.W, VAN CALSTEREN P., HAWKESWORTH C.J (1992). Pan - African charnockite formation in Kerala, South India. *Geological Magazine* 129, 257 - 264.
- CIEH (1978). Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Geohydraulique* 1.
- CIEH (1984). Utilisation des méthodes géophysiques pour la recherche d'eau dans les aquifères discontinus. 163 pages.
- CRAIG H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.
- DADI S., BOUTALEB M., F.LAZIRI, DEMASSIEUX L., DASSARGUES A. (1997). Etude hydrochimique d'un aquifère en milieu fissuré: cas du massif cristallophyllien d'Oulmes (Maroc). *Hard rock hydrosystems - IAHS-AISH Publication* 241, 13 - 20.
- DAHLIN T., LOKE M.H (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of applied geophysics* 38, 237 - 249.
- DAVIS S.N , TURK L.J (1964). Optimum depth of wells in crystalline rocks. *Ground water* 2 (2), 6 -11.

DEFFONTAINES B. (1990). Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale. Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain, application au Nord Est de la France. Thèse de Doctorat , Université Paris VI , 229 pages.

DEFFONTAINES B., CHOROWICZ J. (1991). Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of Zaire Basin. *Tectonophysics* 194, 237 - 263.

DE LA NOË G., DE MARGERIE E. (1888). Les formes de terrain. Paris, Impr. Nat., 221 pages + atlas.

DE LA ROCHE H. (1963). Sur la composition chimique des phlogopites de Madagascar et sur la présence de variétés riches en fluor. *Ann. Géol. Madagascar* 33, 175 - 178.

DE ROBILLARD R. (1949). La présence de nitrates dans les eaux de puits du sud ouest et du sud de Madagascar. *Bulletin géologique de Madagascar*, 88 - 90.

DEROIN J.P, DEFFONTAINES B. (1995). Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central). *Z. Geomorph. N.F* 39(1), 97 - 116.

DE STADELHOFEN MEYER C. (1991). Application de la géophysique aux recherches d'eau. *Technique et Documentation Lavoisier* (Ed.), 183 pages.

DESCLOITRES M. (1998). Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM): Application à la prospection d'aquifères sur les volcan de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). Thèse de Doctorat , Université de Paris 6, 238 pages.

DETAY M., POYET P., EMSELLEM Y., BENARDI A., AUBRAC G. (1989). Influence du développement du réservoir capacitif d'altérites et de son état de saturation sur les caractéristiques hydrodynamique des forages. *C.R.Acad.Sci.Paris* t.309, Serie II, 429 - 436.

EDMUNDS W.M, ANDREWS J.N, LEE D.J (1984). The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carnmenellis granite. *Miner. Mag.* 48, 407 - 424.

EDMUNDS W.M, KAY R.L.F, McCARTENEY R.A (1985). Origin of saline groundwaters in the Carmenellis granite (Cornwall, England): natural processes and reaction during hot dry rock reservoir circulation. *Chemical Geology* 49, 287 - 301.

EL KALIOUBI H.M, HUSSAIN S.A, BAYOUMI A., DIWANY E.A, HASHISH E.A (1995). Effect of clayed media parameters on the negative response of a coincident loop. *Geophysical prospecting* 43, 595 - 603.

ELLIOT P. (1991). An empirical procedure for removal of polarization effects observed in TEM field data. *Exploration Geophysics* 22, 575 - 582.

- ENDT P.M, VAN DER LEUN C. (1973). Energy levels of A =24 - 44 nuclei. V. Nucl. Phys. A214, 625 pages.
- ESCOFIER B., PAGES J. (1998). Analyses factorielles simples et multiples: objectifs, méthodes et interprétation. Dunod, Paris (3ème édition), 284 pages.
- FAILLAT J.P (1990). Origine des nitrates dans les nappes de fissures de la zone tropicale humide: exemple de Côte d'Ivoire. Journal of hydrology 113, 231 - 264.
- FENELON J.P (1981). Qu'est ce que l'analyse des données? Eds. Lafonen - Paris, 311 pages.
- FILS M.F, NEWMANN G.A, HOHMANN G.W (1989). Induced-polarization effects in time-domain electromagnetic measurements. Geophysics 54 (4), 514 - 523.
- FONTES J.CH., LOUVAT D., MICHELOT J.L (1989). Some constraints on geochemistry and environmental isotopes for study of hydrology and fractured and fissured rock. IAEA - Vienne, 26 - 27.
- FRAPE S.K, BOUYAUT G., BLOMQVIST R. (1993). The relationship of Cl, Br, ^{37/35}Cl isotopic ratio in fluids and associated crystalline rocks of canadian en Fennoscandian shield. Geol. Soc. Am. Annual Meeting. Abstracts with programs 25(6), page : 373.
- FRITZ P., AL MOOJI Y., FRAPE S.K, SALATI E. (1983). Saline groundwaters in crystalline rocks, isotopic and geochemical consideration on their origin. Australian Water Resources Council conference Série 8, 89 - 98.
- FUGE R. (1979). Water soluble chlorine in granitics rocks. Chemical Geology 25, 169 - 174.
- GASCOYNE M., ROSS J.D, WATSON R.L, KAMIENI D.C (1989). Soluble salts in a Canadian granite as a contributors to groundwater. In: Water-rock interaction, Miles (ed.), 247 - 249.
- GERRITSE R.G, GEORGE R.J (1988). The role of soil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide. Journal of hydrology 101, 83 - 95.
- GODWIN H. (1962). Radiocarbon dating; fifth international conference. Nature 195, 943 - 945.
- GOLDMAN M., RABINOVITCH B., RABINOVITCH M., GILAD D., M.SHIROV (1994). Application of integrated NMR-TDEM method in groundwater exploration in Israel. Journal of applied geophysics 31, 27-52.
- GOMBERT P. (1997). Variabilité spatiale de la productivité des aquifères du socle Sahélien en hydraulique rurale. Hard rock hydrosystems - IAHS-AISH Publication 241, 113 - 122.
- GRIMISON N.L, CHEN W.P (1988). Earthquakes in the Davie Ridge - Madagascar region and the Southern Nubian Somalian plate boundary. Geophys. Res. 93, 10439 - 10450.

- GUHA J., KANWAR R. (1987). Vug brines- fluid inclusions: a key to understanding of secondary enrichment process and the evolution of deep brines in the Canadian shield. in. *Saline Water and Gases in Crystalline rocks*; Special Paper. Geological Association of Canada, 95 - 101.
- HANSEN E.C, JANARDHA A.S, NEWTON R.C, PRAME W.K., KUMAR G.R (1987). Arrested charnockite formation in southern Indian and Sri-Lanka. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 225 - 244.
- HAZELL J.R.T, CRATCHELEY C.R, PRESTON A.M (1988). The location of aquifers in a crystalline rocks and alluvium in Northern Nigeria using combined electromagnetic and resistivity techniques. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 21, 159- 175.
- HEATON T.H.E (1984). Source of nitrate in phreatic groundwater in the western Kalahari. *Journal of hydrology* 67, 249 - 259.
- HOLLOWAY J.M, DAHLGREN R.A (1999). Geologic nitrogen in terrestrial biogeochemical cycling. *Geology* 27, 567 - 570.
- HOLLOWAY J.M, DAHLGREN R.A, HANSEN B., CASEY W.H (1998). Contribution of bedrock nitrogen to high nitrate concentrations in stream water. *Nature* 395 (22), 785 - 788.
- HOLT R.W., WIGHTMANN R.T (1983). The role of fluids in the development of a granulite facies transition zone in S. India. *J. Geol. Soc. London* 140, 651 - 656.
- HONDA S., YOMOGIDA K. (1991). Normal fault earthquake of northern Mozambique: a possible isotopic source. *Geophys. Res. Lett.* 18, 1381 - 1384.
- HOTTIN G. (1976). Présentation et essai d'interprétation du Précambrien de Madagascar. *Bull. BRGM - Section IV.*, 117 - 153.
- HUMBERT H., COURS DARNE G. (1965). Carte internationale du tapis végétal. Notice de la carte de Madagascar. *Travaux de section scientifique et technique de l'institut Français de Pondichéry. Hors série n° 6*, 165 pages.
- KARLEN I., OLSSON I.U, KALLBERG P., KILICCI S. (1964). Absolute determination of the activity of two ¹⁴C dating standards. *Archiv für Geofysik*, 4 (22), 66 - 77.
- KELLER G.V (1988). Rock and mineral properties. In: *Electromagnetic methods in applied geophysics* vol. 1, Nabighian, M. Editor. Society of Exploration Geophysicists, 13-51.
- KELLER G.V , FRISCHKNECHT F.C(1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press, 519 pages.
- KELLY W.C, RYE R.O, LIVNAT A. (1986). Saline minewaters of Keweenaw Peninsula, northern Michigan Basin formation waters. *Applied Geochemistry* 8, 403 - 407.

- KRIEGSMAN L. (1993). Geodynamic evolution of the pan-African lower crust in Sri-Lanka, structural and petrological investigations into a high- grade gneiss terrain. Geol. Ultraiectina. Utrecht Univ. N° 114.
- KRÖNER A. (1977). The Precambrian geotectonic evolution of Africa; plate accretion versus plate destruction. Precambrian Research 4, 163 - 213.
- LACROIX A. (1922). Minéralogie de Madagascar. Tome 1, Challamal eds. Paris, 603 pages.
- LAHERMO P.W, LAMPEN P.H (1987). Brackish and saline groundwaters in Finland. in. Saline Water and Gases in Crystalline rocks; Special Paper 33. Geological Association of Canada, 103 - 109.
- LAUTEL R. (1958). Etude géologique de la feuille Bekitro. Travaux du Bureau Géologique n° 4 - Service géologique Tananarive., 33 pages.
- LEGCHENKO A.V, SUSHAKOV O.A, PERRIN J.A, RATSELAN A.A (1995). Noninvasive NMR study of subsurface aquifers in France. SEG Annual Meeting Expanded Technical Program with Biographies. 65, 364-367.
- LEGCHENKO A.V, BEAUCE A., BALTASSAT J.M, BITRI A., GUILLEN A., VALLA P. (1999). Un nouvel outil pour la recherche en eau fondé sur la résonance magnétique protonique ; NUMIS. Principaux Résultats Scientifiques-BRGM 1997/1998, 66-70.
- LLOYD J.M (1999). Water resources of hard rock aquifer. Unesco Publishing, 284 pages.
- LOKE M.H, BARKER R.D. Rapid least squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. Geophysical prospecting 44 (1), 131-152.
- LOUIS C. (1974). Introduction à l'hydraulique des roches. Bull. BRGM - Section III: Hydrogéologie, géologie de l'ingénieur 4 (2), 284 - 356.
- MAGOWE M., CARR J.R (1999). Relationship between lineaments and ground water occurrence in Botswana. Ground water 37 (2), 282 - 286.
- MAHONEY J., NICOLLET C., DUPUY C. (1991). Madagascar basalts, tracking oceanic and continental sources. Earth and Planetary Sciences Letters 104, 350 - 363.
- MARIOTTI A. (1983). Utilisation des variations naturelles des abondances isotopiques en azote 15 comme traceur de l'origine des pollutions des aquifères par les nitrates. Coll. Int. Hydrol. Isotop., IAEA - Vienne, 31 pages.
- MARIOTTI A., LANDREAU A. (1986). Etude du transfert et de l'évolution des nitrates dans les aquifères au moyen du traçage isotopique naturel ¹⁵N. Hydrogéologie 1, 77 - 86.

MARIOTTI A. (1994). Dénitrification in situ dans les eaux souterraines, processus naturels ou provoqués: une revue. *Hydrogéologie* 3, 43 - 68.

MARTELAT A., FOUCHER J.C, LACHASSAGNE P., PAUWELS H. (1997). Processus de dénitrification au sein d'un aquifère de socle (schiste à pyrite); caractérisation du fonctionnement hydrogéochimique à l'échelle locale dans le cadre d'un petit bassin versant Breton. *Hard rock hydrosystems - IAHS-AISH Publication* 241, 29 - 35.

McNEILL D.J (1990). Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In: *Geotechnical and Environmental Geophysics*, S.H Ward Editor, volume 1, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma.

MICHARD G. (1982). Rôle des anions mobiles dans le transport des éléments par les solutions hydrothermales. *C.R.Acad.Sci.Paris Serie II* T295, 451 - 454.

MICHARD G., (1989). *Equilibre chimique dans les eaux naturelles*. Edition Publisud. 357 pages.

MICHARD G., GRIMAUD D., D'AMORA F., FANCELLI R. (1989). Influence of mobile ion concentrations on the chemical compositions of geothermal water in granitic area. Exemple of hot springs from Piemonte (Italy). *Geothermics* 18(5-6), 729 - 741.

MICHELOT J.L (1997). Les eaux du système granitique de la Vienne : reconnaissance hydrogéochimique et isotopique. *Actes des journées scientifiques CNRS- ANDRA Poitiers* 13 - 14 Octobre 1997, 181 - 201.

MOINE B., GUILLOT C., GIBERT F. (1994). Controls of the composition of nitrogen-rich fluids originating from reaction with graphite and ammonium-bearing biotite. *Geochem. Cosmochim. Acta* 58(24), 5503 - 5523.

MOINE B., RAKOTONDRASTIMA C., CUNEY M. (1985). Les pyroxénites à uranothorianite du Sud Est de Madagascar: conditions physico-chimiques de la metasomatose. *Bull. Mineral.* 108, 325 - 340.

MONTEL J.M, FORET S., VESCHAMBRE M., NICOLLET C., PROVOST A. (1996). Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology* 131, 37 - 53.

NEGREL P., J.CASANOVA, KLOPPMAN W., ARANYOSSY J.F (1999). Origin of deep saline groundwaters in the Vienne granitoïds (France): constraints inferred from strontium and boron isotopes. *Journal of conference abstracts* 4, page : 584.

NÉGREL P., KLOPPMANN W., CASANOVA J. (2000). Apports des systématiques isotopiques Sr et Nd à l'origine et aux caractéristiques physico-chimiques des fluides dans les zones de socle. 7ème journée technique du comité Français de l'AIH Avignon, 24 Novembre 2000 , 93 - 99.

NICOLINI E. (1983). Bilan des résultats géochimiques tirés de l'étude des nappes de l'extrême-sud Malgache. *Mad.Rev.Géo.* 42, 41 - 57.

- NICOLLET C. (1983). Existence de granulite de Haute pression à clino-pyroxène- grenat dans les formations Précambriennes du Vohibory (SW de Madagascar). C.R.Acad.Sci.Paris Série II - 297, 145 - 148.
- NICOLLET C. (1985). Les gneiss rubanés à cordiérite et grenat d'Ihosy: un marqueur thermobarométrique dans le Sud de Madagascar. *Precambrian Research* 28, 175 - 185.
- NICOLLET C. (1990a). Crustal evolution of the granulites of Madagascar. In : Vielzeuf D, Viadal P (eds) *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer, Dordrecht, 291 - 310.
- NICOLLET C. (1990b). Occurences of grandidierite, serendibite and tourmaline near Ihosy, southern Madagascar. *Miner. Mag.* 54, 131 - 133.
- NIR D. (1983). Man, a geomorphological agent and introduction to anthropic geomorphology. K. Pub. House Jerusalem. D. Riedel. Pub. Comp., 165 pages.
- NKOTAGU H. (1996). Origins of high nitrate in groundwater in Tanzania. *Journal of african earth of science* 22, 471 - 478.
- NOIZET G. (1954). Etude géologique des schistes cristallins des feuilles Imanombo - Ranomainty - Tranomaro - Marohotro. Travaux du Bureau Géologique n° 57 - Service géologique Tanananarive., 90 pages.
- NOIZET G. (1969). Sur l'origine et la classification des pyroxénites Androyennes du Sud de Madagascar. C.R. Semaine Géol. Madagascar., 155 - 159.
- NORDSTRÖM D.K, ANDREW J.N, CARLSSON H., FONTES J.C, FRITZ P., MOSER H., OLSSON T. (1985). Hydrogeological and hydrogeochemical investigations in boreholes. Final Report of phase 1 geochemical investigations of Stripa groundwaters. Stripa Project, SKB Stockholm, Tech.Rept., 1985-1986
- NORDSTRÖM D.K, BALL J.W, DONAHOE R.J, WHITTEMORE D. (1989a). Groundwater chemistry and water rock interactions at Stripa. *Geochem. Cosmochim. Acta* 53, 1727 - 1740.
- NORDSTRÖM, D.K, LINDBLOM, S., DONAHOE, R.J, BARTON, C.C (1989b). Fluid inclusions in the Stripa granite and their possible influence on the groundwater chemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1741 – 1755.
- NURMI P.A, KUKKONEN I.T, LAHERMO P.W (1988). Geochemistry and origin of saline groundwater in the Fennoscandian shield. *Appl. Geochem.* 3, 185 - 203.
- OLAYIANKA A.I, ABIMBOLA A.F, ISIBOR R.A, RAFIN A.R (1999). A geoelectrical hydrogeochemical investigation of shallow groundwater occurrence in Ibadan, southwestern Nigeria. *Environmental Geology* 37 (1-2), 31-39.

- ONUGBA A. (1990). Contribution des systèmes aquifères de la Haute Benoue (Nigéria). Etude hydrochimique et isotopique de zones témoins du Socle et du Sédimentaire. Vulnérabilité des forages à la pollution. Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 203 pages.
- PAQUETTE J.L, NEDELEC A., MOINE B., D RAKOTONDRAZAFY M. (1994). U-Pb single zircon Pb-evaporation and Sm-Nd isotopic study of a granulite domain in SE Madagascar. *Journal of geology* 102, 523 - 538.
- PEARSON JR J.F, BALDERER W., LOOSLI H.H, MATTER A., PETERS T., SCHMASSMANN H., GAUTSCHI A. (1991). Applied isotope of hydrogeology, a case study in northern Switzerland. *Study in environmental Sciences*, 439 pages.
- RAKOTONDRAINIBE J.H (1976). Hydrogéologie de l'Extrême Sud: Mandrare - Menarandra. Service d'hydrogéologie de Madagascar. HY 612.
- RAKOTONDRAZAFY M.A.F, MOINE B., CUNEY M. (1996). Mode of formation of hibonite $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$ with the U-Th skarns from the granulites of SE Madagascar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 190 - 201.
- RAMAMBAZAFY A. (1998). Granites et fluides en relation avec les skarns à thorianite dans les granulites du SE de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier - Toulouse, 302 pages.
- RASAMIMANANA G., BARDINTZEFF J.M, CHOROWICZ J., CHOTIN P., THOUIN C. (1996). Montagne d'Ambre (Madagascar); relation volcanisme - tectonique. 16^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre., page: 80.
- RICHARD L. (2000). Sur l'origine des ions chlorure dans les eaux salines des massifs granitiques. *C.R.Acad.Sci.Paris* 331, 783 - 788.
- RICHARDS H.G, SAVAGE D., ANDREWS J.N (1992). Granites water reactions in an experimental hot dry rock geothermal reservoir, Rosemanowes test site, Cornwall, U.K. *Appl. Geochem.* 7, 193 - 222.
- SAP (1999). Situation fin mars 1999 – Pronostic provisoire 99. Bulletin SAP, n°27, 48 pages.
- SAVADOGO A.N (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta: étude régionale du bassin versant de la Sissili. Thèse de Doctorat d'Etat, Université scientifique et médicale de Grenoble, 350 pages.

SAVANE I., GOZE B.B, HUGH Q. (1997). Evaluation de la productivité des ouvrages dans le socle par l'étude des fractures et GIS dans la région Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. Hard Rock Hydrosystems, IAHS publication 241, 103 - 110.

SAVOYE S. (1998). Origine de la salinité des eaux souterraines en milieu granitique: identification et caractérisation des sources de chlorure. Thèse de Doctorat , Université Paris XI, 278 pages.

SCHÖELLER H. (1962). Les eaux souterraines. Masson et Cie éditeurs, Paris., 642 pages.

SCHRÖEDER P.A , McLAIN A.A (1998). Illite-smectites and the influence of burial diagenesis on the geochemical cycling of nitrogen. Clay Miner. 33, 539 - 546.

SHACKLETON R.M (1986). Precambrian collision tectonics in Africa. Geol. Soc. London, Spec. Pub. 19, 329 - 349.

SHIROV M.D, LEGCHENKO A., GREER G. (1991). New direct non invasive ground water detection technology for Australia. Exploration Geophysics 22, 333 - 338.

SMELLIE J.A.T, LAAKSOHARJU M. , WIKBERG P. (1995). Aspö, SE Sweden, a natural groundwater flow model derived from hydrothermal observations. Journal of hydrology 172, 147 - 169.

SPIES B.R, FRISCHKNECHT F.C (1991). Electromagnetic sounding method. Chapter 5. In: Electromagnetic methods in applied geophysics - vol. 2: applications, part A and B., Nabighian, M. Editor, Society of Exploration Geophysicists.

STOREY M., MAHONEY J.J, SAUNDERS A.D, DUNCAN A.R, KELLEY S.P, COFFIN F.M (1995). Timing of hot spot related volcanism and breakup of Madagascar and India. Science, 852 - 855.

TAYLOR R., HOWARD K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. Hydrogeology journal 8 (3), 279-294.

TOENS P.D, ANDREWS C.P SPEED (1984). The time bound character of uranium mineralising processes with special reference to the Proterozoic of Gondwana. Precambrian Research 25, 13 - 36.

TORGERSEN T., CLARKE W.B (1985). Helium accumulation and groundwater; I: an evaluation of sources and the continental flux of crustal ⁴He in the Great Artesian Basin, Australia. Geochem. Cosmochim. Acta 49, 1211 - 1218.

TRAORE A.Z (1985). Géologie et hydrogéologie des plateaux Madingues (Mali). Région de Koula-Nossombougou. Thèse de Doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, 218 pages.

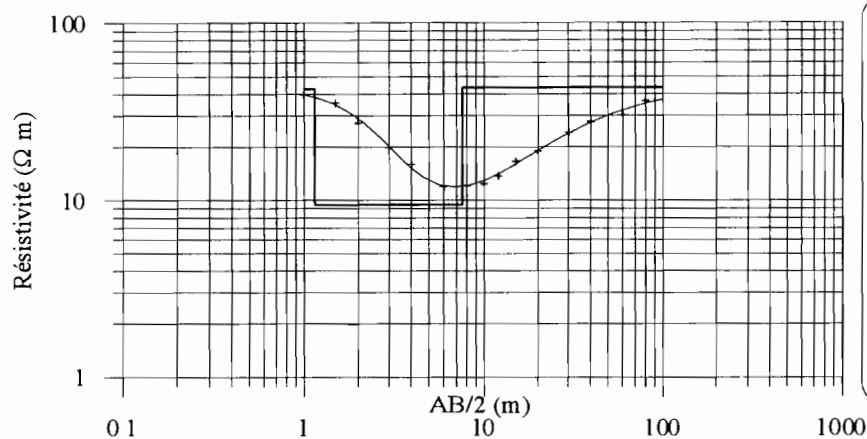
- TRAVI Y. (1988). Hydrogéochimie et Hydrologie isotopique des aquifères fluorurés du bassin du Sénégal. Origine et conditions de transport du fluor dans les eaux souterraines. Thèse de Doctorat , Université Paris Sud., 182 pages.
- TUCKER R.D, ASHWAL L.D, HANDKE M.J, HAMILTON M.A, LE GRANGE, RAMBELSON R.A (1999). U-Pb geochronology and isotope geochemistry of Archean and Proterozoic rocks of north central Madagascar. *Journal of geology* 107, 135 - 153.
- UNTERWEGER M.P, COURSEY B.M, SHIMA F.J, MANN W.B (1980). Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated water standards. *Int. J. Appl. Rad. and Isot.* 31, 611 - 614.
- VAN NOSTRAND R.G (1976). An example of the use of gravity in a groundwater exploration. *Geoexploration* 14 (3-4), 262 - 263.
- VENGOSH A., ROSENTHAL E. (1994). Saline groundwater in Israel: its bearing on the water crisis in the country. *Journal of hydrology* 156, 389 - 430.
- VOVK I.F (1987). Radiolytic salt enrichment and mines in the crystalline basement of the East European Platform. in. *Saline Water and Gases in Crystalline rocks; Special Paper 33.* Geological Association of Canada, 197 - 210.
- WINDLEY B.F, RAZAFINIPARANY A., RAZAKAMANANA T., ACKERMAN D. (1994). Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its connections, a review and reappraisal. *Geologische Rundschau* 83, 642 - 659.
- WRIGHT E.P, EDMUNDS W.M (1969). Hydrogeological studies in central Cyrenaica, Kingdom of Libya. *Inst. Geol.Sci., U.K, Report*, unpublished.
- WRIGHT E.P, BURGESS W.G (1992). The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication* 66, 257 pages.
- WYNS R., GOURRY J.C, BALTASSAT J.M, LEBERT F. (1999). Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0 - 100m) en contexte de socle altéré. 2^{ème} Colloque Geofcan - Orléans France, 105 - 110.

Annexes

ANNEXE 1 : Interprétations sans contraintes des sondages électriques

SONDAGE TYPE 1

3 terrains

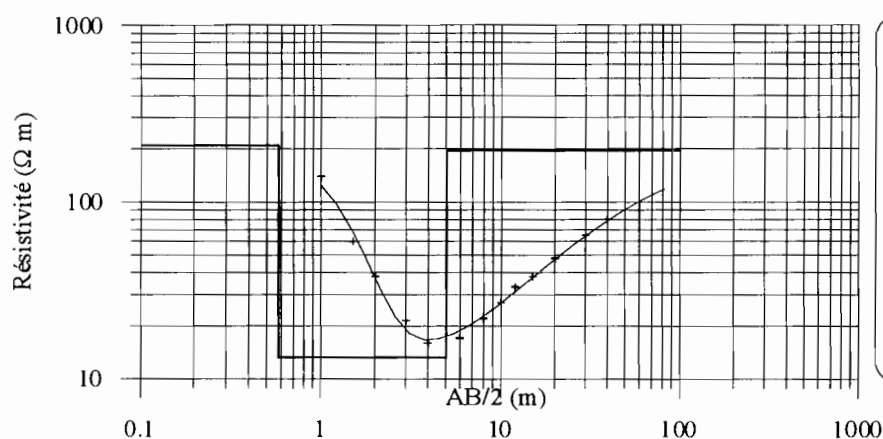


Ifanombike (MD7)
Modèle à 3 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
43	1,14
10	6,42
43	

écart : .033

— modèle
+ données
— courbe

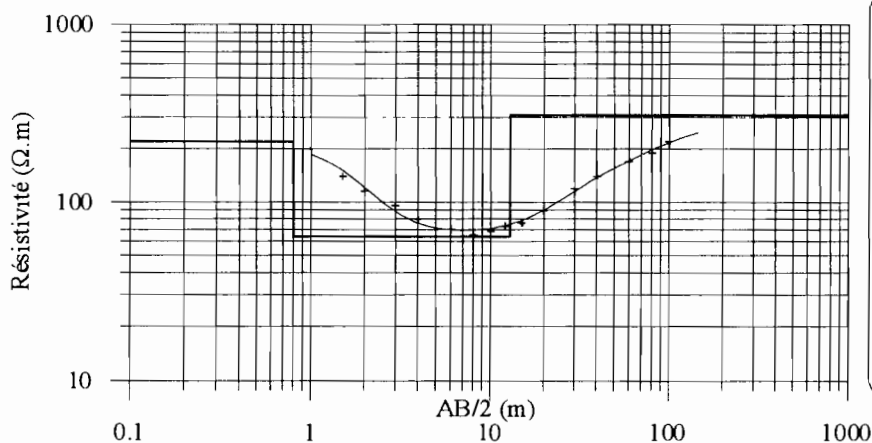


Akondria (MD9)
Résistivité Epaisseur
($\Omega.m$) (m)

210	0,58
13	4,46
195	

écart .070

— modèle
+ données
— courbe



Modohoika haut (MD12)
Modèle à 3 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
218	0,8
64	12,03
310	

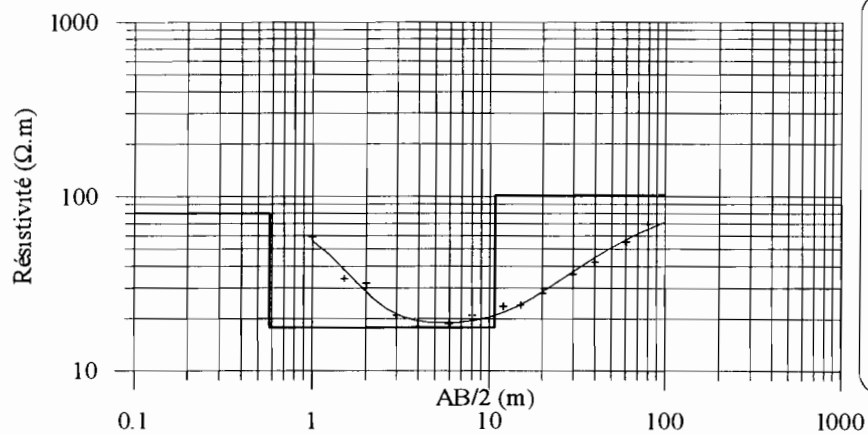
écart : .044

— modèle
+ données
— courbe

ANNEXE 1 : Interprétations sans contraintes des sondages électriques

SONDAGE TYPE 1

3 terrains

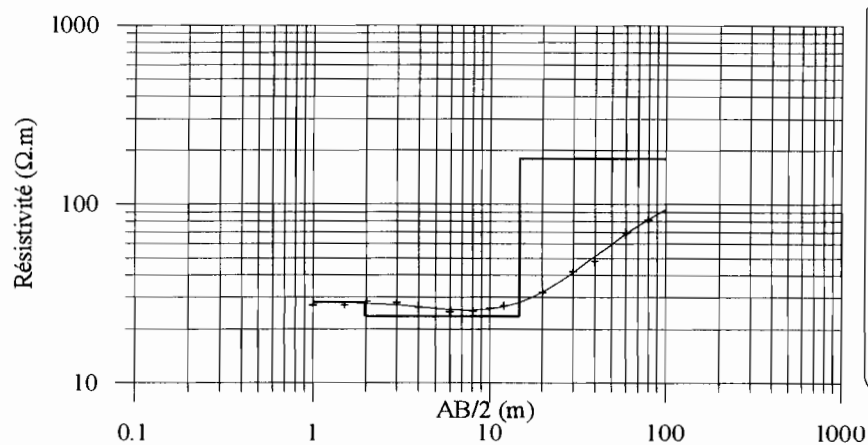


Vohitrarivo (MD14)
Modèle à 3 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
80	0,58
18	10,13
101	

écart : .064

— modèle
+ données
— courbe



Anjahampito (MD15)
Modèle à 3 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
28	1,97
24	12,76
181	

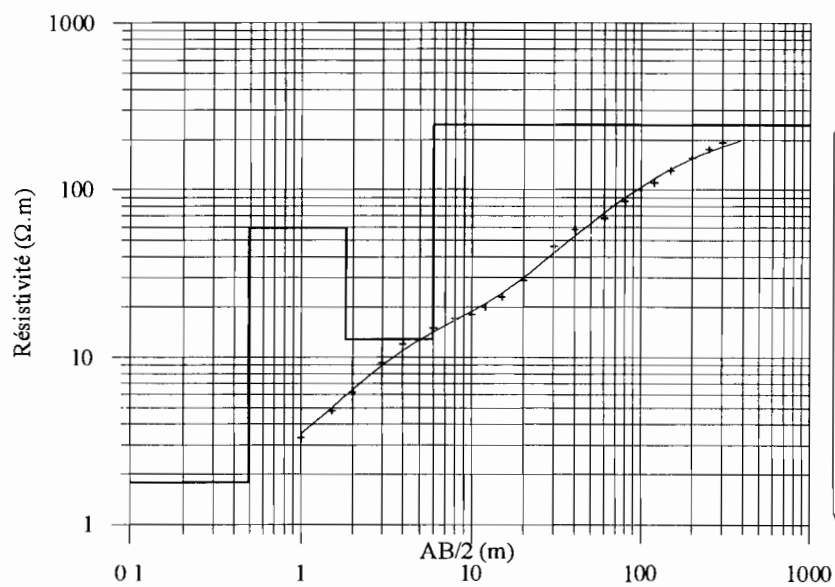
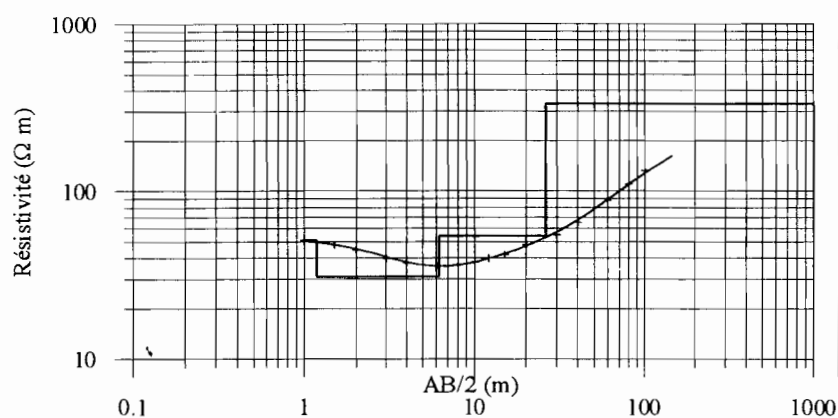
écart : 025

— modèle
+ données
— courbe

ANNEXE 1 : Interprétations sans contraintes des sondages électriques

SONDAGE TYPE 1

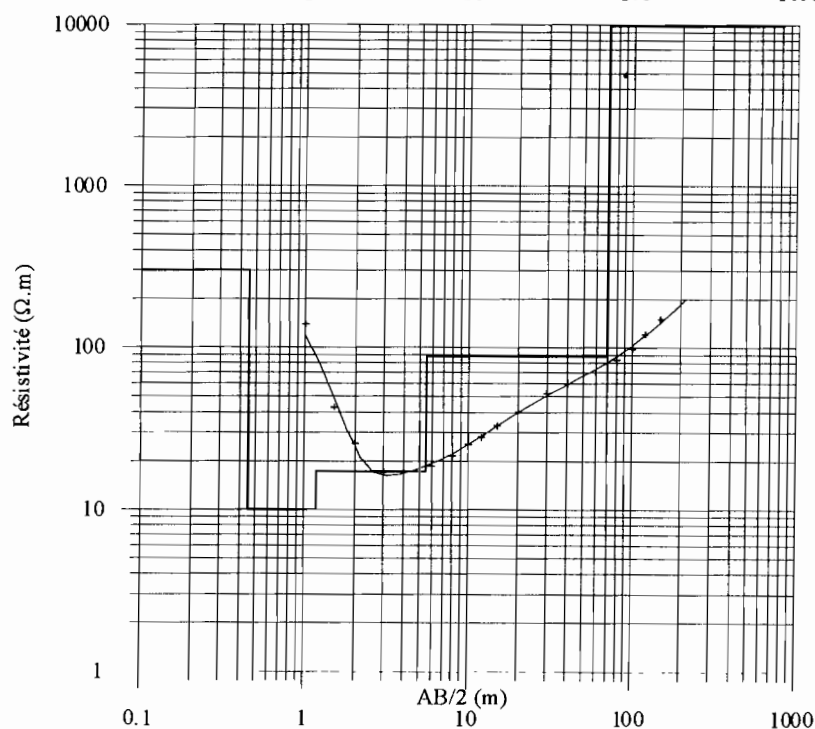
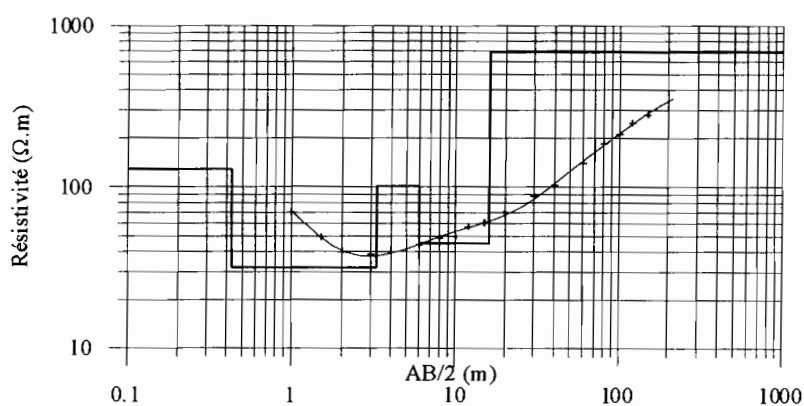
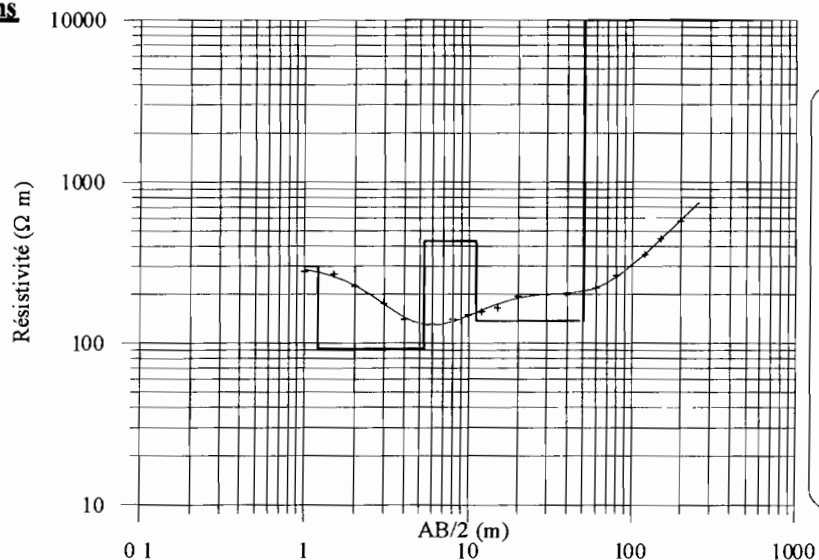
4 terrains



ANNEXE 1 : Interprétations sans contraintes des sondages électriques

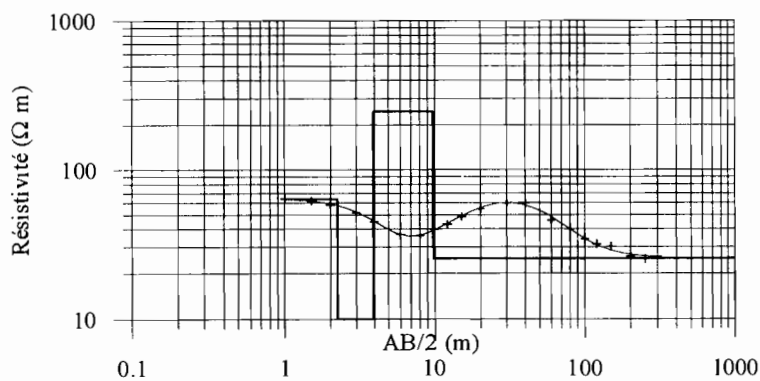
SONDAGE TYPE 1

5 terrains



ANNEXE 1 : Interprétations sans contraintes des sondages électriques

SONDAGE TYPE 2

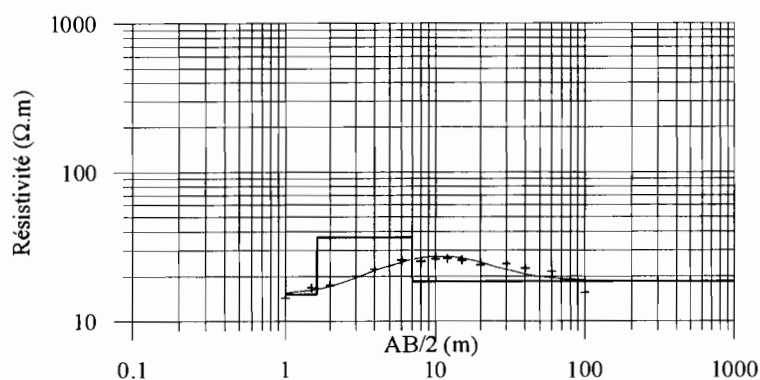


Bekopiky (MD2)
Modèle à 4 couches

Résistivité (Ω m)	Epaisseur (m)
64	2,24
10	1,60
247	5,79
25	

écart : .024

— modèle
+ données
— courbe

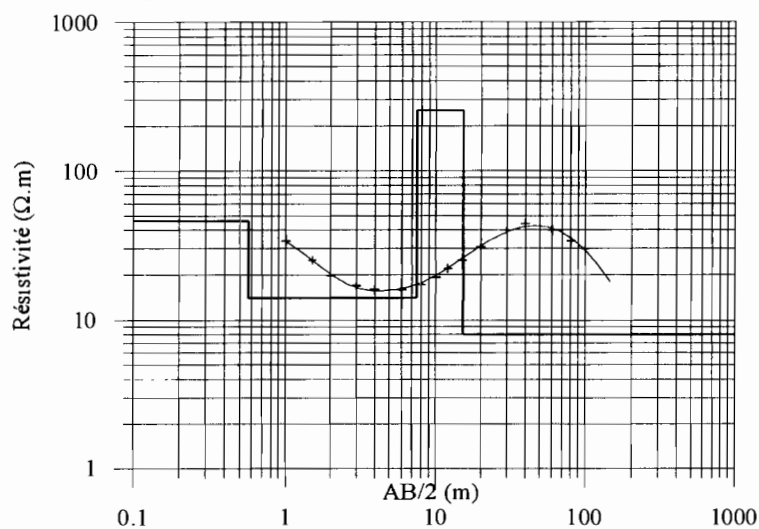


Ambatomasy (MD5)
Modèle à 3 couches

Résistivité (Ω .m)	Epaisseur (m)
15	1,63
36	5,36
18	

écart : .064

— modèle
+ données
— courbe

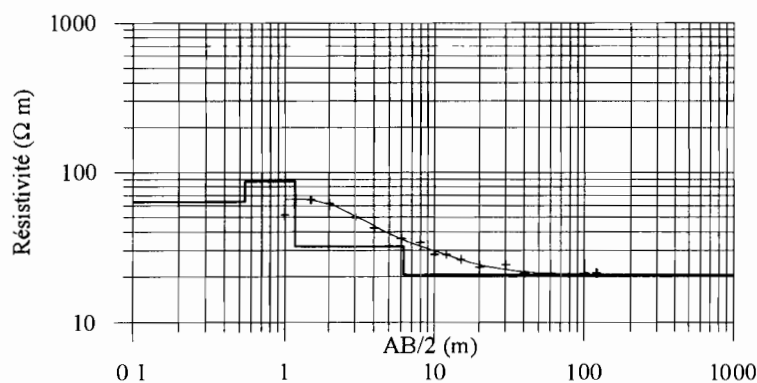


Antsaha avaratra (MD6)
Modèle à 4 couches

Résistivité (Ω .m)	Epaisseur (m)
46	0,57
14	6,97
253	7,76
8	

écart : .027

— modèle
+ données
— courbe



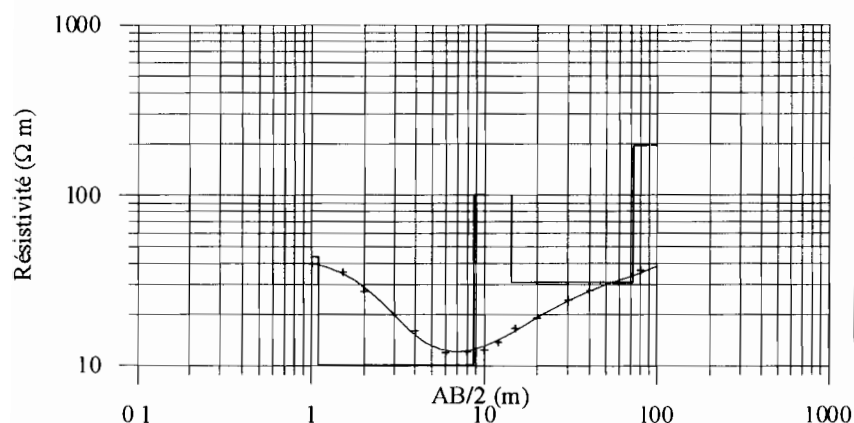
Modohoika bas (MD13)
Modèle à 4 couches

Résistivité (Ω m)	Epaisseur (m)
62	0,54
87	0,64
31	5,03
21	

écart : .034

— modèle
+ données
— courbe

ANNEXE 2 : Interprétations des sondages électriques avec un modèle hydrogéologique *a priori*

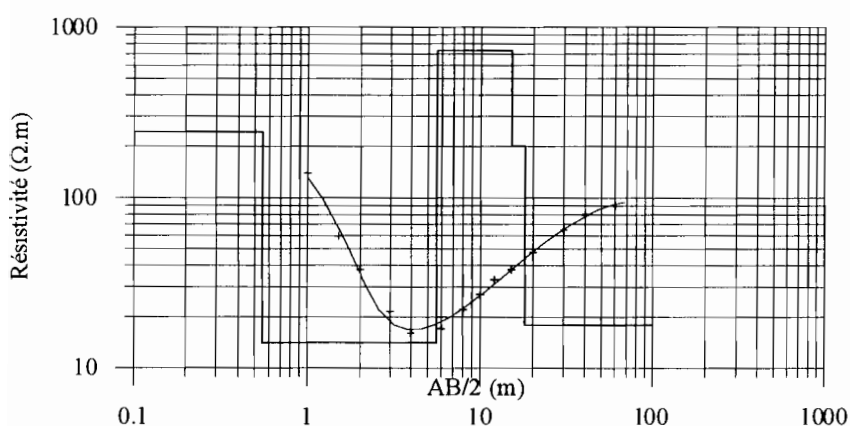


Ifanombike (MD7)
Modèle à 5 couches

Résistivité (Ω.m)	Epaisseur (m)
43	1,1
10	7,64
100	5,52
30	58,4
195	

écart : 031

— modèle
+ données
— courbe

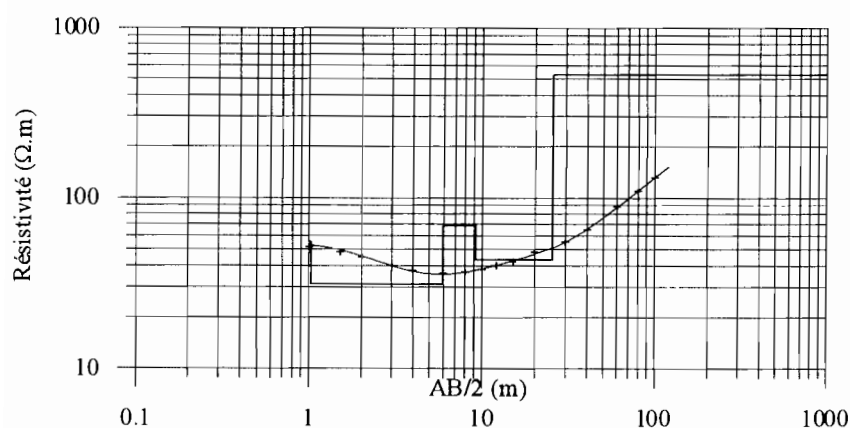


Akondria (MD9)
Modèle à 5 couches

Résistivité (Ω.m)	Epaisseur (m)
242	0,55
14	5,09
731	9,36
200	2,98
18	

écart : .061

— modèle
+ données
— courbe

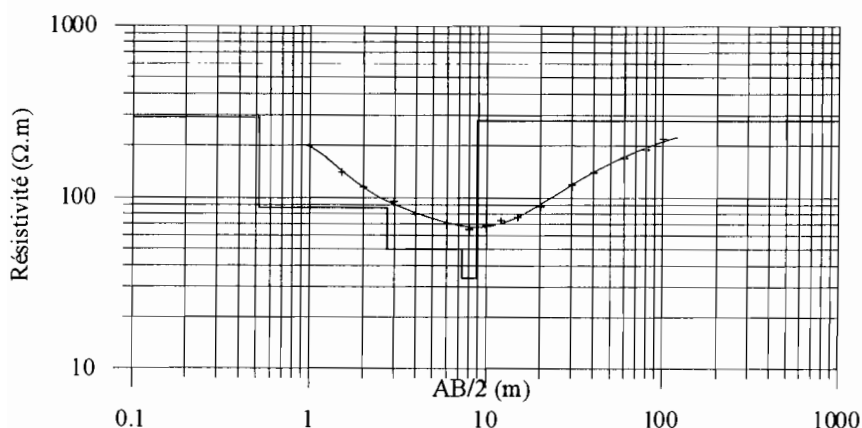


Manolodroa (MD10)
Modèle à 5 couches

Résistivité (Ω.m)	Epaisseur (m)
55	1,03
31	4,95
68	3,28
43	16,1
524	

écart : 014

— modèle
+ données
— courbe



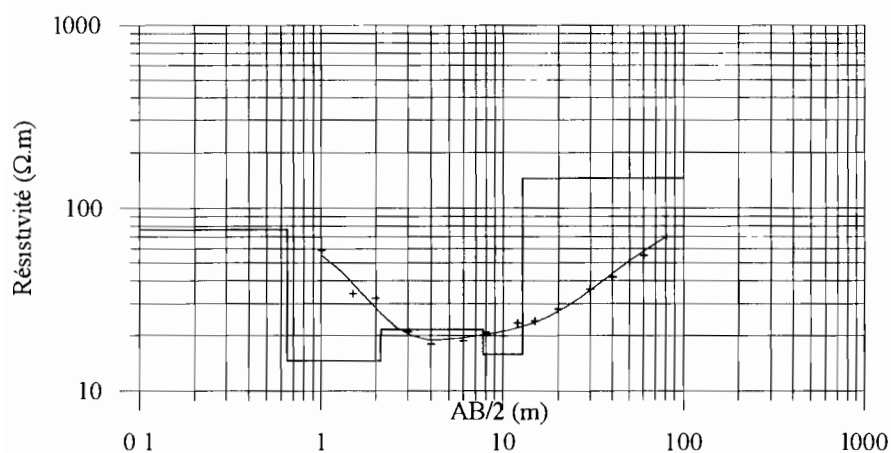
Modohoika haut (MD12)
Modèle à 5 couches

Résistivité (Ω.m)	Epaisseur (m)
290	0,52
87	2,22
50	4,58
34	1,59
278	

écart : 024

— modèle
+ données
— courbe

ANNEXE 2 : Interprétations des sondages électriques avec un modèle hydrogéologique a priori

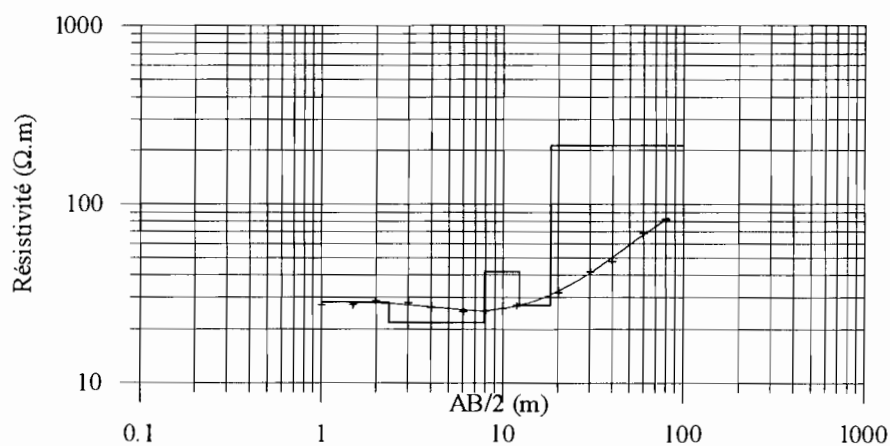


Vohitrarivo (MD14)
Modèle à 5 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
76	0,65
15	1,49
22	5,65
16	5,09
145	

écart : .060

— modèle
+ données
— courbe

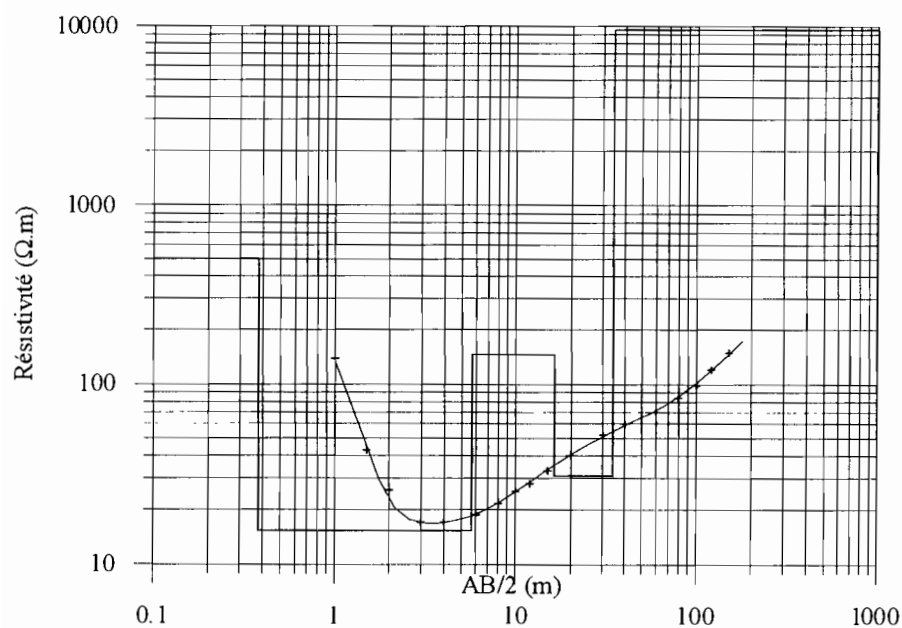


Anjahampito (MD15)
Modèle à 5 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
28	2,37
22	5,55
42	4,46
27	5,91
211	

écart : .023

— modèle
+ données
— courbe



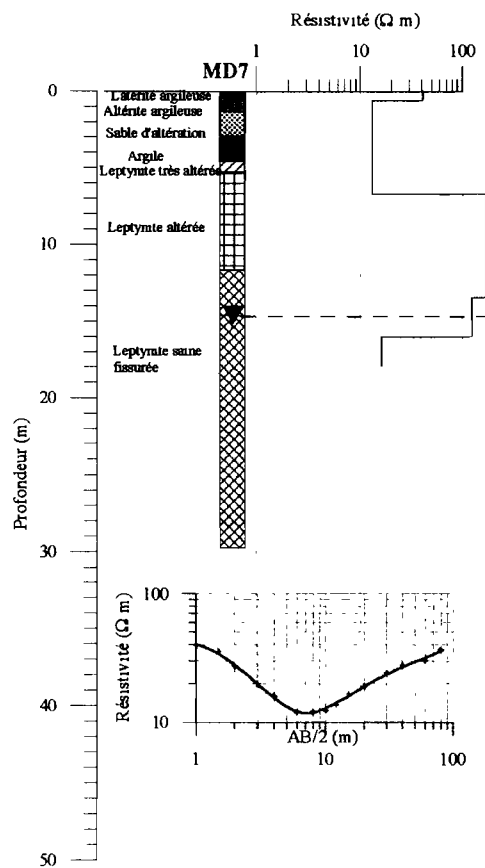
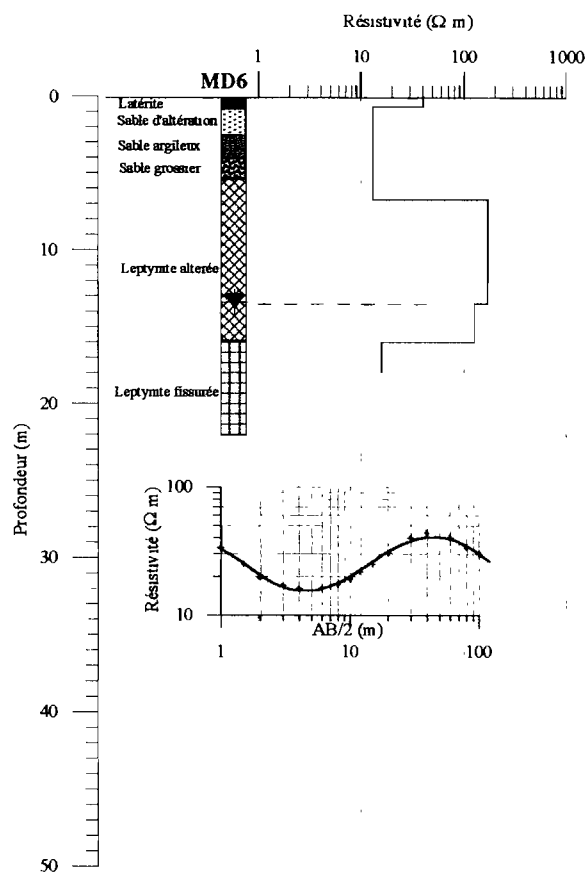
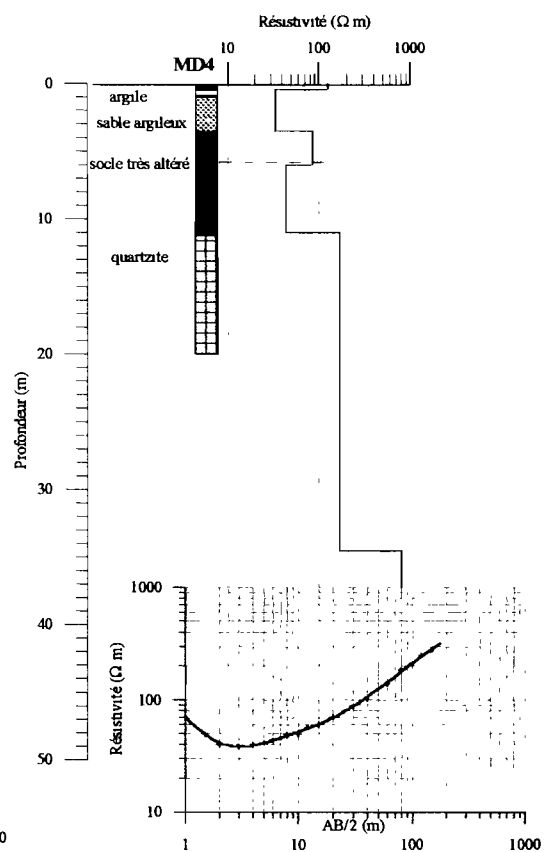
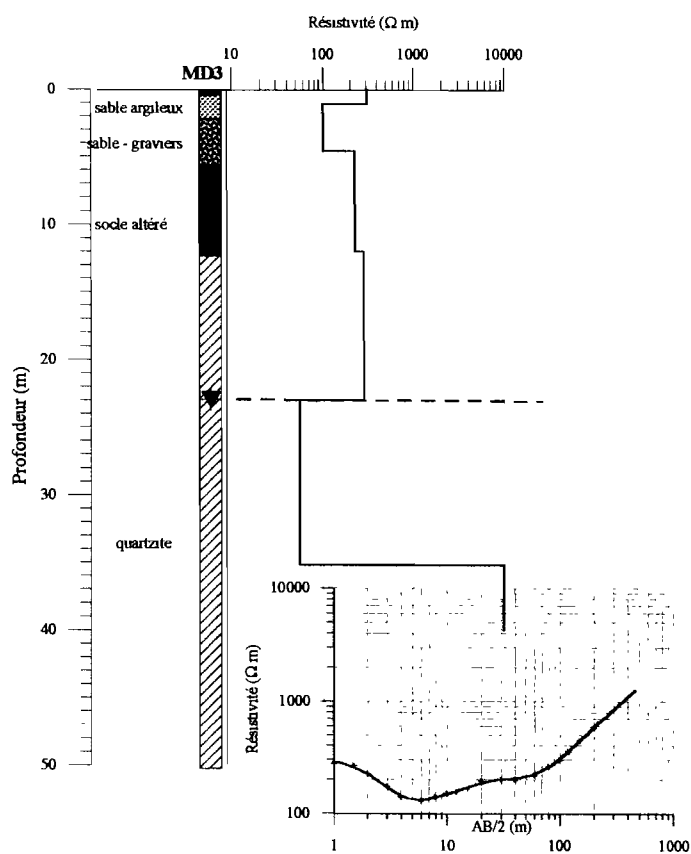
Andalipito (MD100)
Modèle à 5 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
498	0,38
15	5,32
145	10,63
31	18,19
9500	

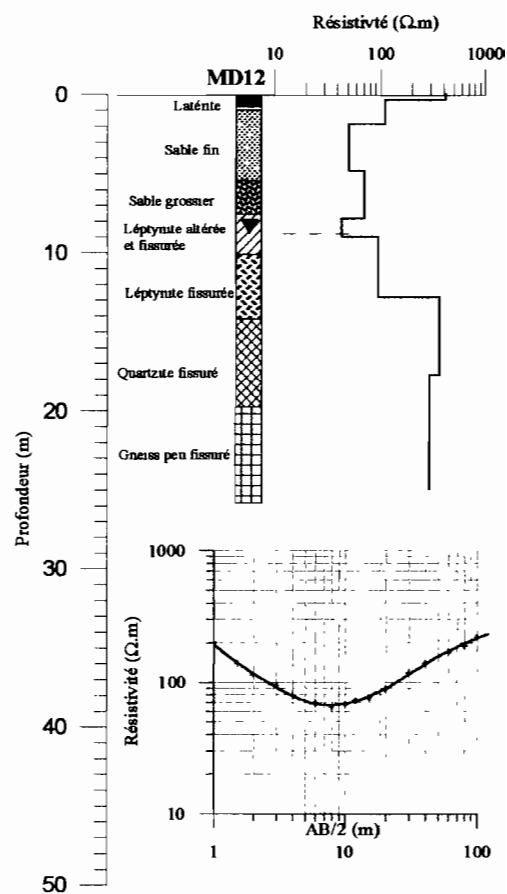
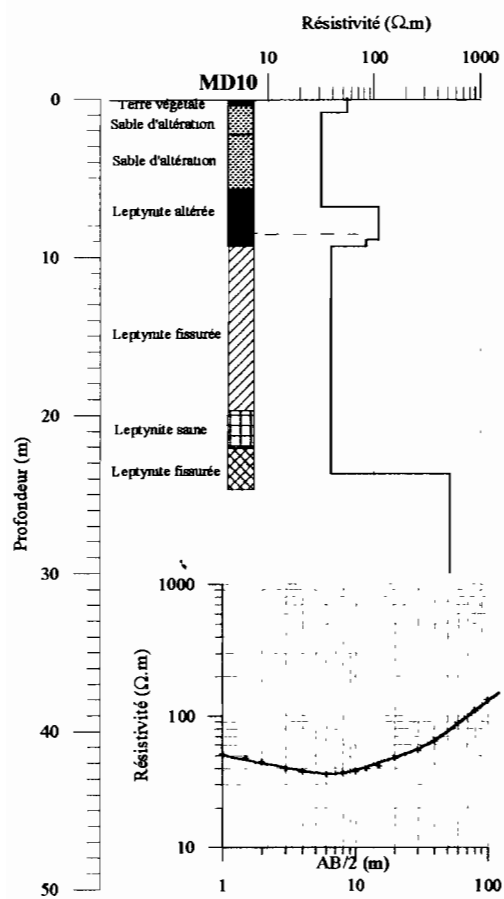
écart : .031

— modèle
+ données
— courbe

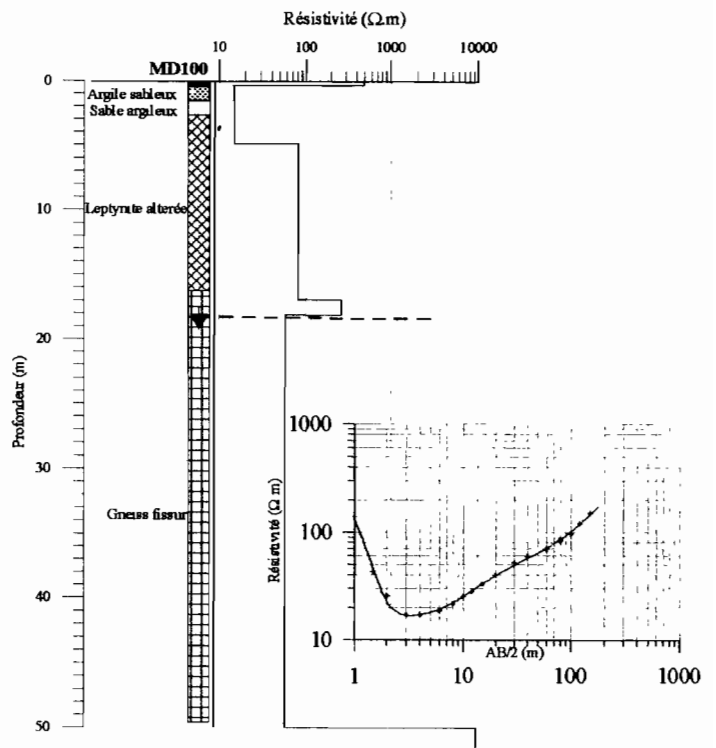
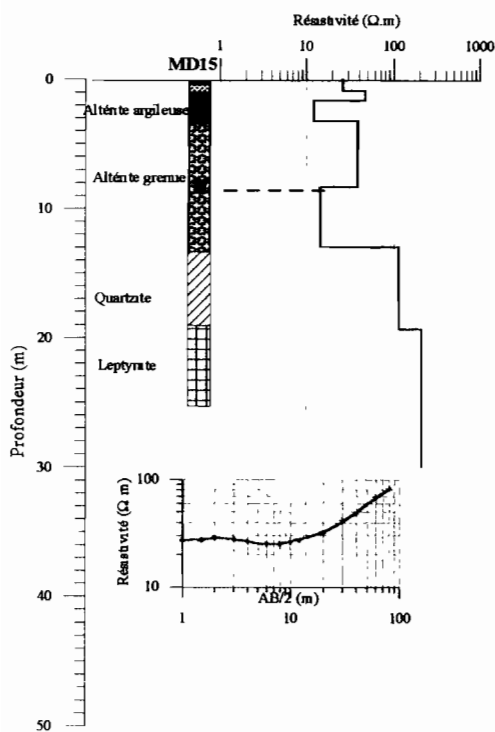
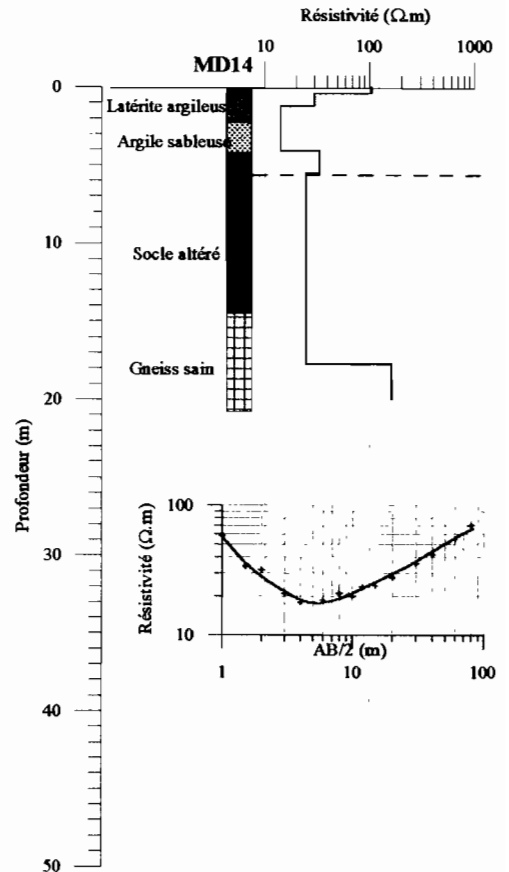
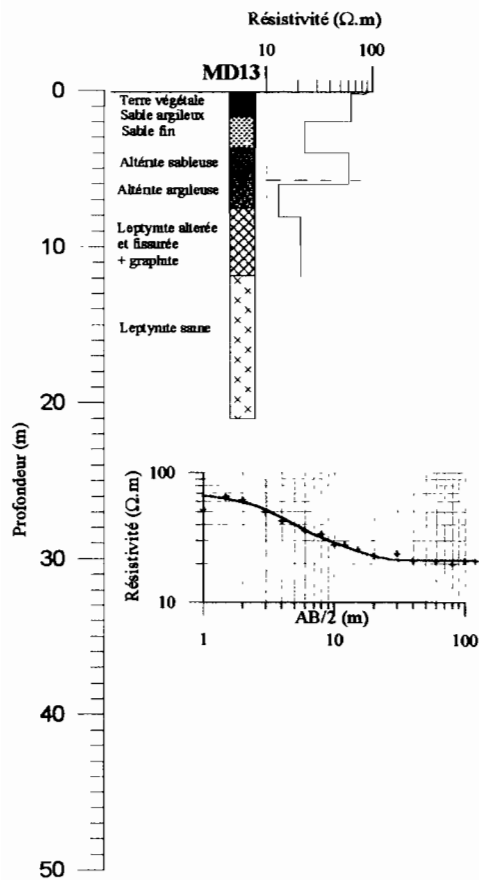
ANNEXE 3: Interprétations contraintes par les coupes de forage



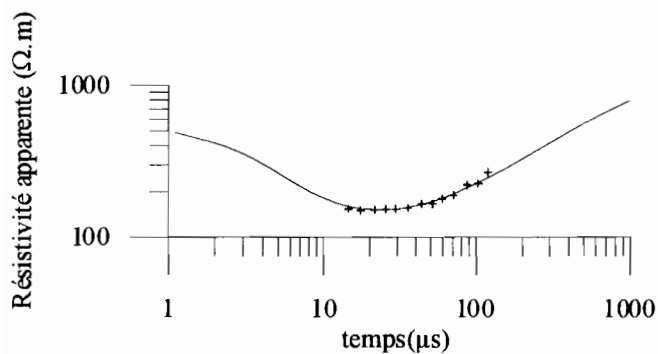
ANNEXE 3: Interprétations contraintes par les coupes de forage



ANNEXE 3: Interprétations contraintes par les coupes de forage

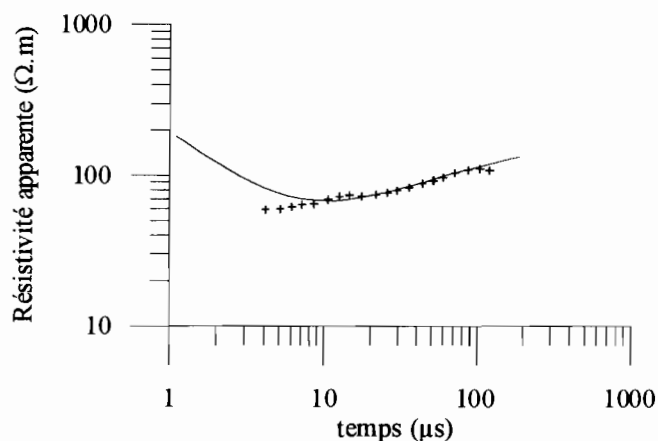


ANNEXE 4 : Interprétations sans contraintes des sondages TDEM



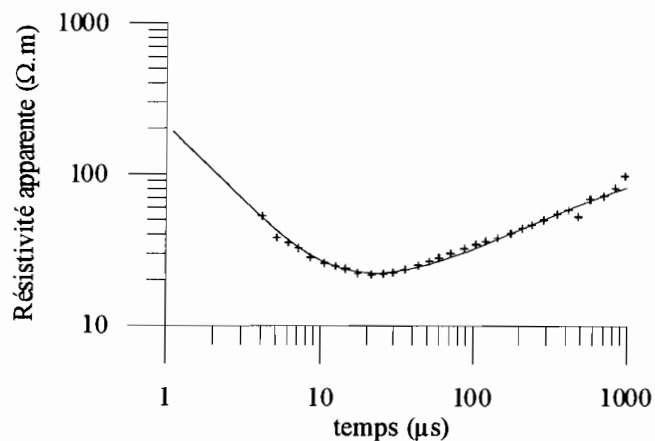
Andalakaolo (MD3)
Modèle à 4 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
305	4,75
293	18
67	20,5
1998	



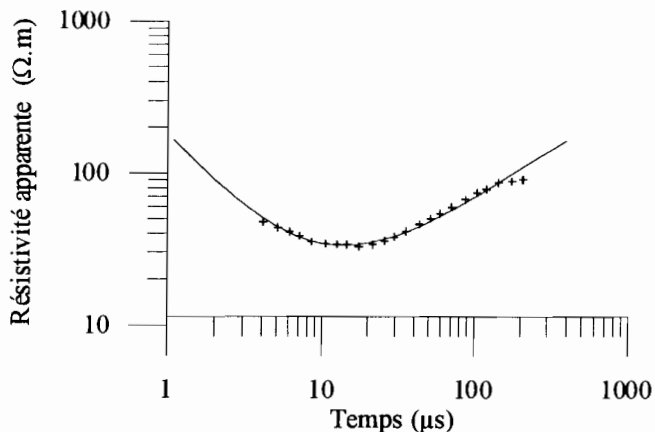
Lahimanara (MD4)
Modèle à 5 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
104	1,25
35	2,50
107	2,75
47	10
204	



Ifanombike (MD7)
Modèle à 3 couches

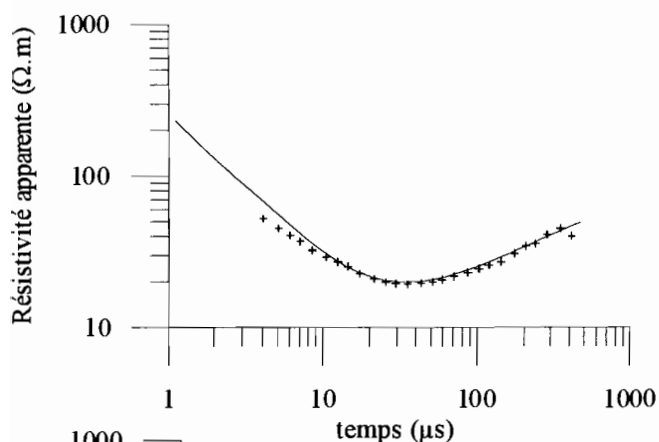
Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
10	6,25
57	32
154	



Manolodroa (MD10)
Modèle à 4 couches

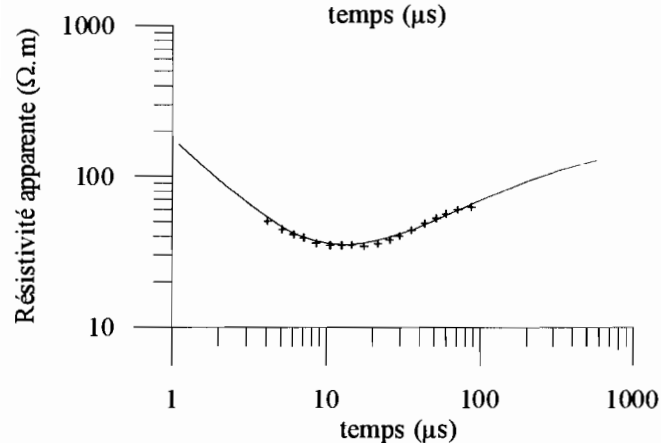
Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
48	1,25
17	5
50	15
626	

ANNEXE 4 : Interprétations sans contraintes des sondages TDEM



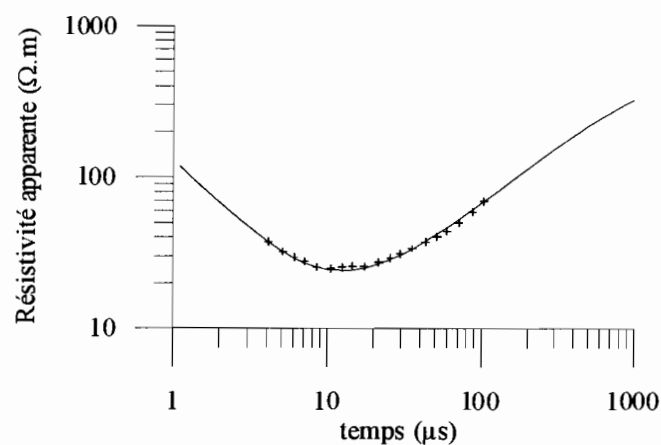
Vohitrarivo (MD14)
Modèle à 3 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
64	1,5
11	13,5
116	



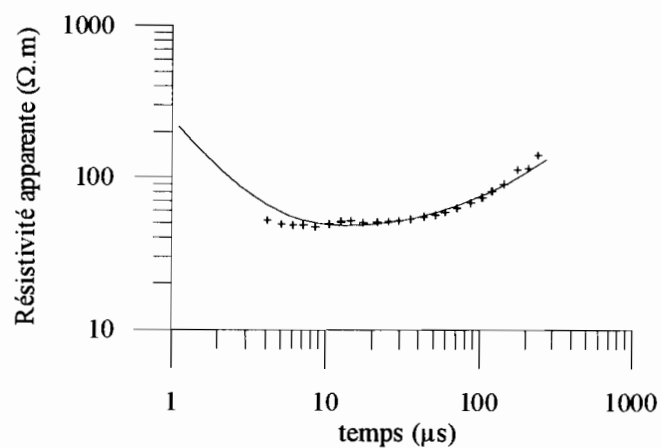
Anjahampito (MD15)
Modèle à 3 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
31	1,25
22	10
204	



Morafeno (MD50)
Modèle à 4 couches

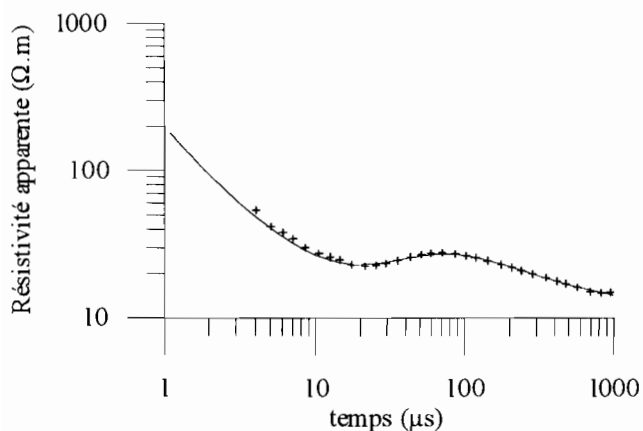
Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
5	1,25
59	2,50
15	4,25
897	



Andalipito (MD100)
Modèle à 5 couches

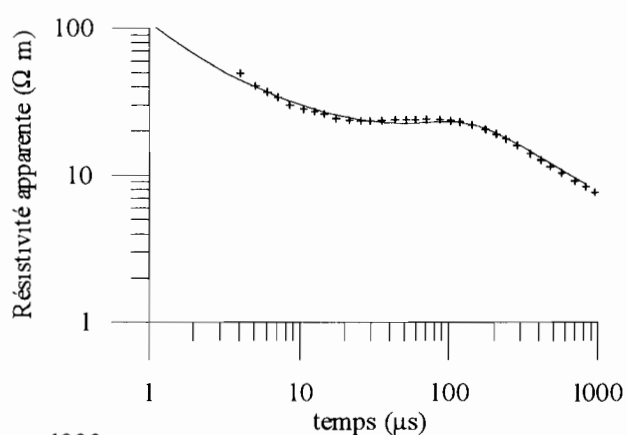
Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
112	1,50
17	5
167	12,75
64	26,25
1998	

ANNEXE 4 : Interprétations sans contraintes des sondages TDEM



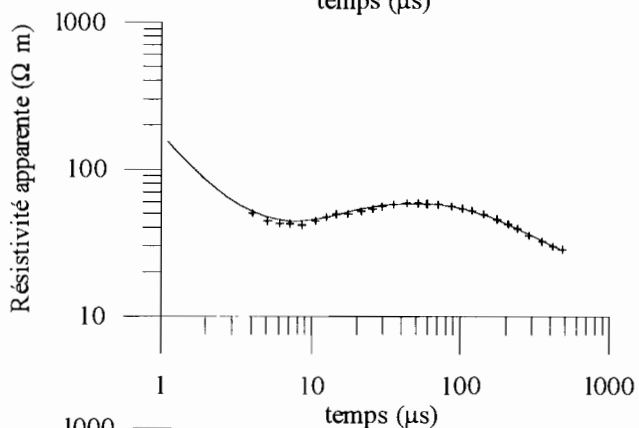
Bekopiky (MD2)
Modèle à 5 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
8	4,3
204	5,5
27	11
305	15
9	



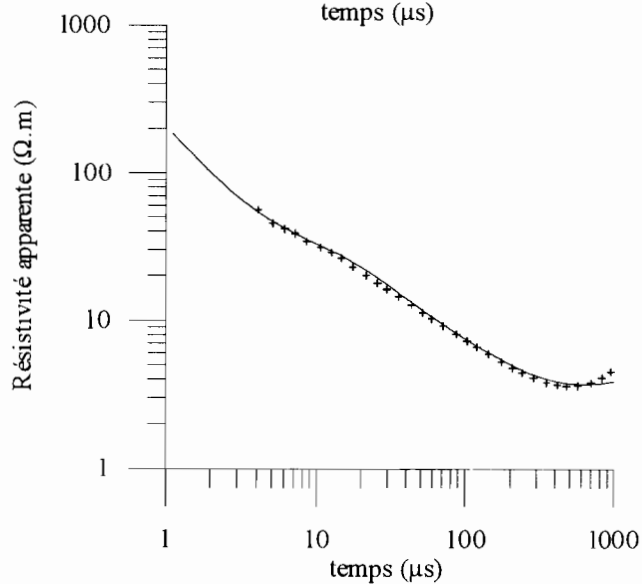
Ambatomasy (MD5)
Modèle à 4 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
14	1
31	4,5
19	44
2	



Antsaha (MD6)
Modèle à 5 couches

Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
43	1,25
17	5
343	23,5
31	40,5
8	



Modohoika bas (MD13)
Modèle à 4 couches

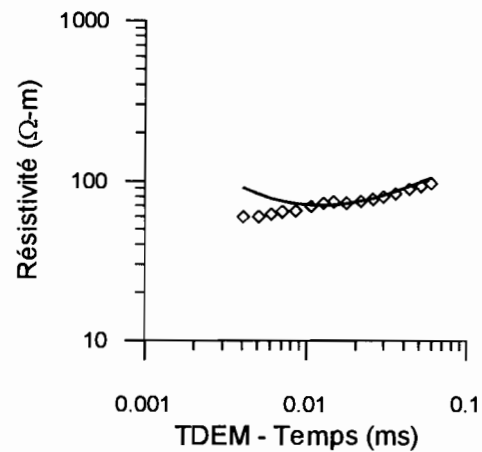
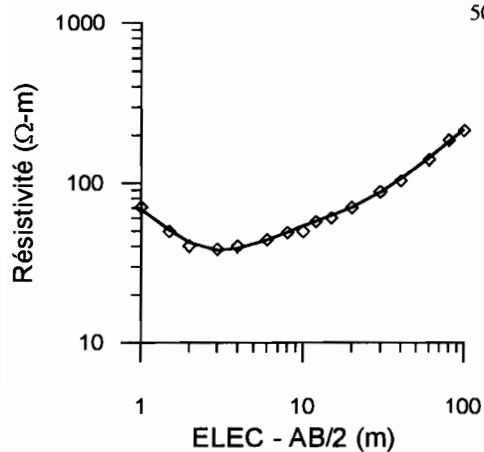
Résistivité ($\Omega.m$)	Epaisseur (m)
8	4,50
39	5,5
2	29,5
796	

ANNEXE 5: Inversion simultanée des sondages électriques et TDEM

Inversion simultanée: Electrique + TDEM Lahimanara (MD4)

Résistivité ($\Omega \cdot m$) Epaisseur (m)

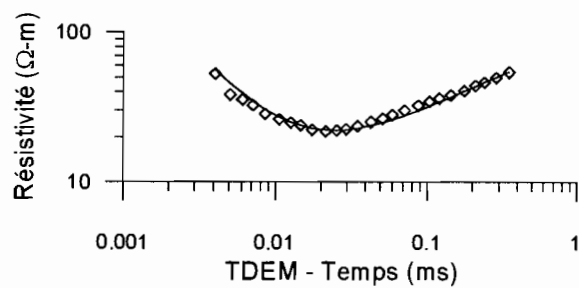
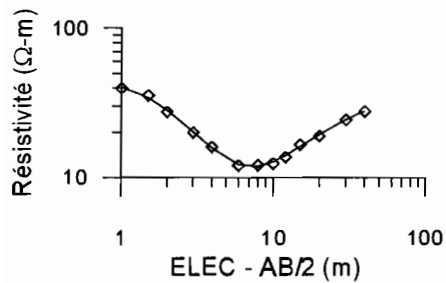
95	0,46
35	3,55
108	1,98
56	7,79
90	14,89
502	



Inversion simultanée : Electrique + TDEM Ifanombike (MD7)

Résistivité ($\Omega \cdot m$) Epaisseur (m)

45	0,85
17	1,72
4	1,54
30	6,28
107	3,58
42	13,72
149	

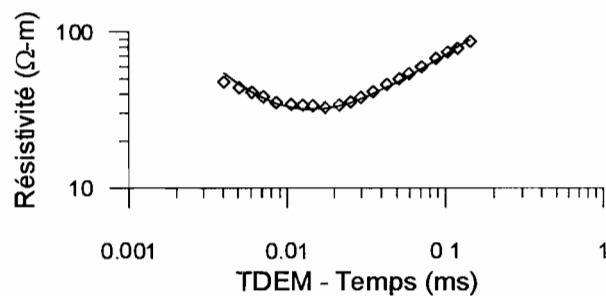
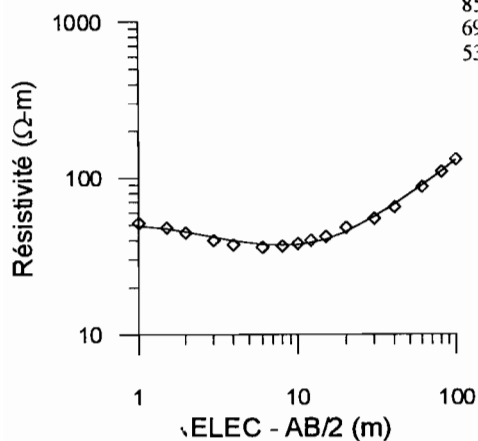


ANNEXE 5: Inversion simultanée des sondages électriques et TDEM

Inversion simultanée : Electrique + TDEM Manolodroa (MD10)

Résistivité ($\Omega\cdot m$) Epaisseur (m)

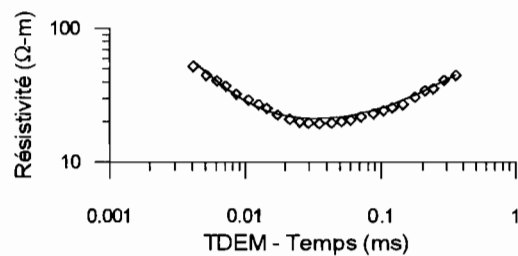
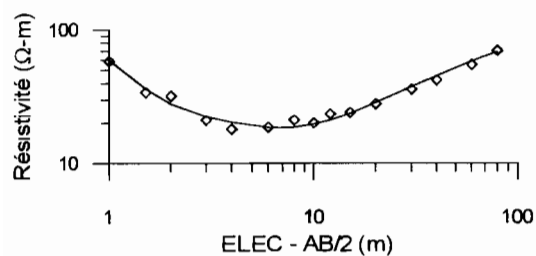
55	1,27
8	3,07
194	3,38
85	0,40
69	11,83
536	



Inversion simultanée : Electrique + TDEM Vohitrarivo (MD14)

Résistivité($\Omega\cdot m$) Epaisseur (m)

132	0,37
27	1,41
7	3,20
53	1,43
31	29,08
301	

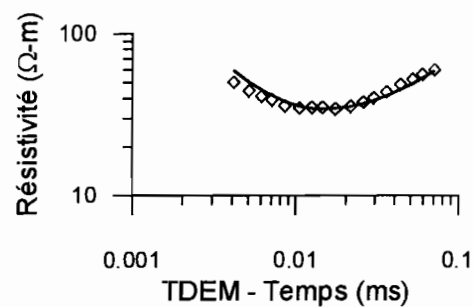
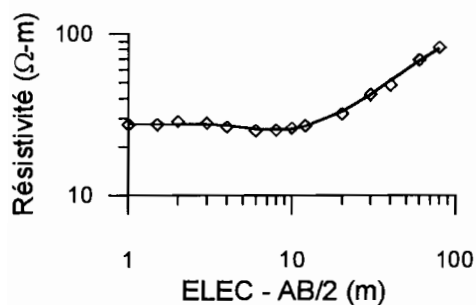


ANNEXE 5: Inversion simultanée des sondages électriques et TDEM

Inversion simultanée: Electrique + TDEM Anjahampito (MD15)

Résistivité ($\Omega \cdot m$) Epaisseur (m)

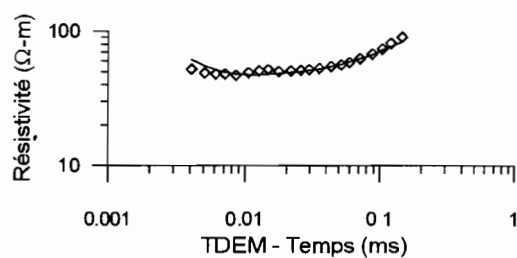
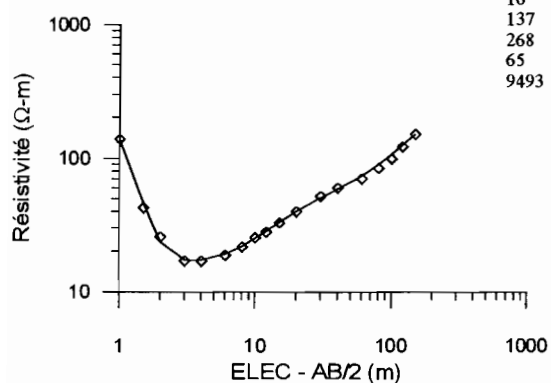
12	0,93
46	0,72
11	4,92
42	4,20
19	6,33
245	
531	



Inversion simultanée: Electrique + TDEM Andalipito (MD100)

Résistivité ($\Omega \cdot m$) Epaisseur (m)

491	0,38
16	4,49
137	12,22
268	1,20
65	31,97
9493	



ANNEXE 6 : Imagerie électrique 2D

EAU MINERALISEE, DEBIT FAIBLE

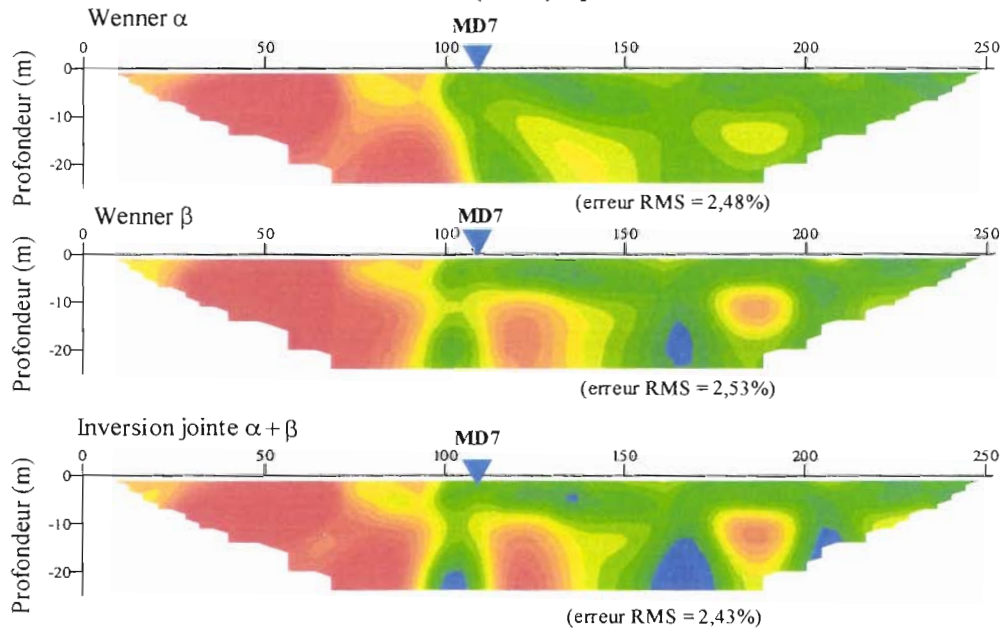
CE (en octobre 2000) = $2180 \mu\text{S cm}^{-1}$

$Q_m = 0.7 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$

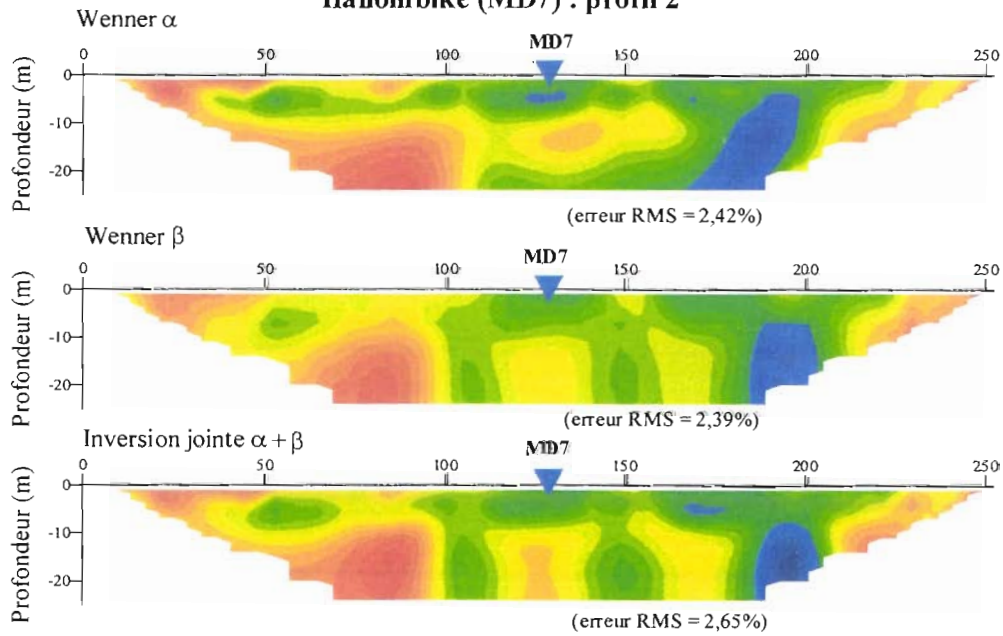
$T = ? \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

rabattement = 5.01 m

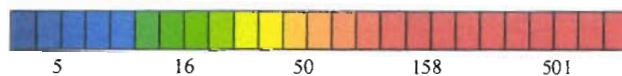
Ifanombike (MD7) : profil 1



Ifanombike (MD7) : profil 2



Résistivité en ohm.m



ANNEXE 6 : Imagerie électrique 2D

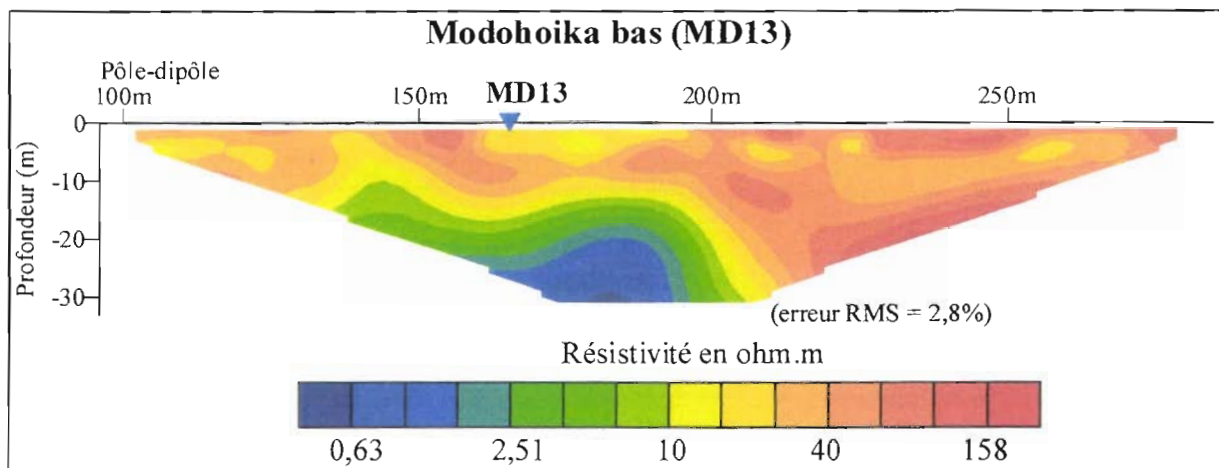
EAU MINERALISEE, T ELEVEE

CE (en Mai 1999) = $3230 \mu\text{S cm}^{-1}$

$Q_m = 0,8 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$

$T = 9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

rabattement = 5.76 m



ANNEXE 6 : Imagerie électrique 2D

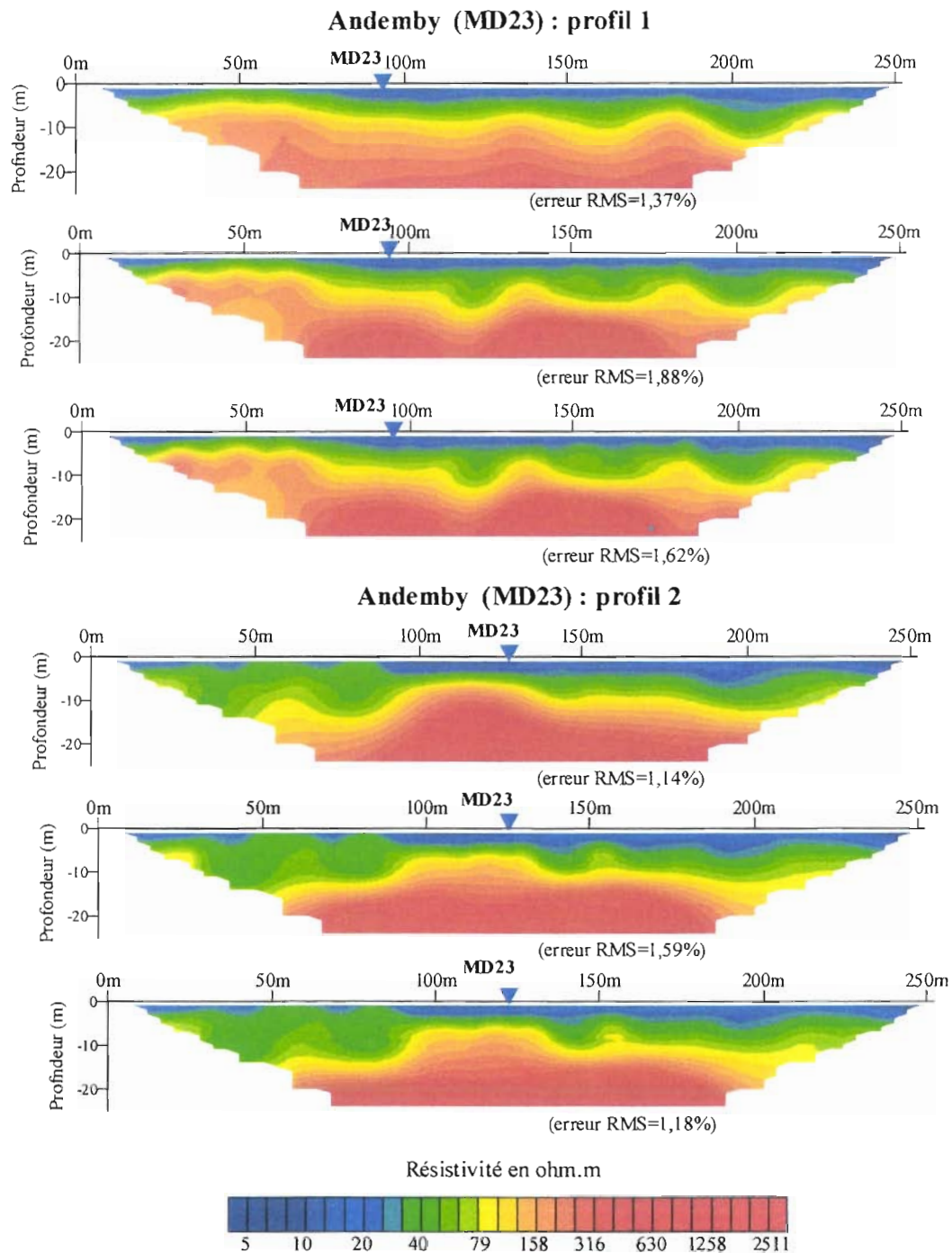
EAU PEU MINERALISEE, DEBIT FAIBLE

CE (en octobre 2000) = $1272 \mu\text{S cm}^{-1}$

$Q_m = 0,6 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$

$T = 5,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

rabattement = 5.62 m



ANNEXE 6 : Imagerie électrique 2D

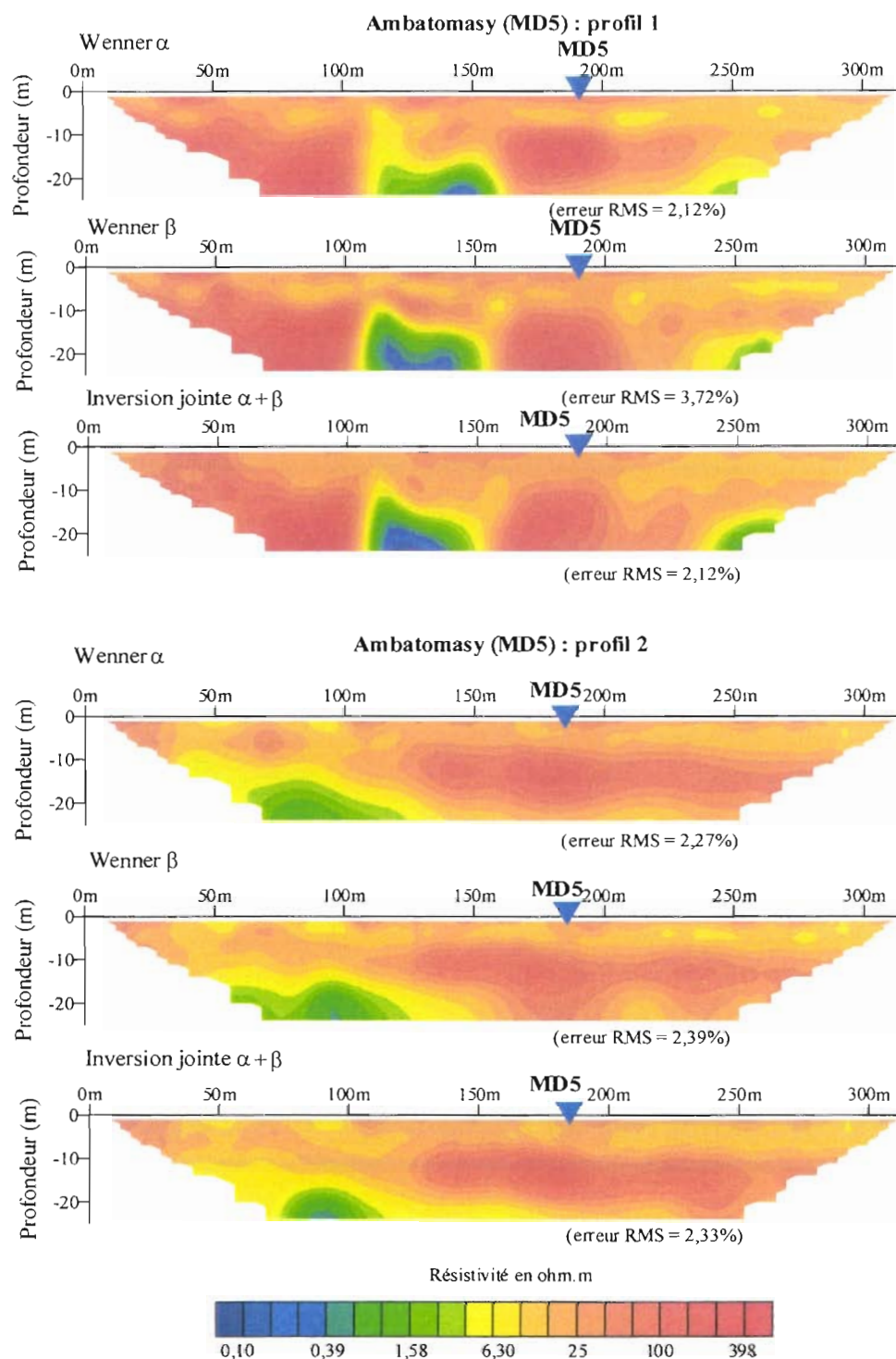
EAU PEU MINERALISEE, T ELEVEE

CE (en octobre 2000) = $1494 \mu\text{S cm}^{-1}$

$Q_m = 2.0 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$

$T = 1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

rabattement = 2.39 m



ANNEXE 6 : Imagerie électrique 2D

EAU PEU MINERALISEE, T ELEVEE

CE (en octobre 2000) = $629 \mu\text{S cm}^{-1}$

$Q_m = 1,5 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$

$T = 1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$

rabattement = 2.62 m

