

UNIVERSITE DE NANTES  
Faculté des Sciences et Techniques

Reconnaissance hydrogéologique pour  
l'alimentation en eau d'une plaine littorale en  
milieu semi-aride :

Sud Ouest de Madagascar

**Thèse de Doctorat**

Ecole doctorale mécanique, thermique et génie civil

Discipline : **Sciences de la Terre**

présentée et soutenue publiquement par

**Luc GUYOT**

le **31 octobre 2002**, devant le jury ci-dessous :

<b>M. Jacques GIRARDEAU</b>	Université de Nantes	Président
<b>M. Laurent DEVER</b>	Université Paris XI	Rapporteur
<b>M. Jacques MUDRY</b>	Université de Besançon	Rapporteur
<b>M. Eric NICOLINI</b>	Université de La Réunion	Examineur
<b>M. Gilles BERGERON</b>	Hydromad, Antananarivo	Invité
<b>M. Claude SAUVEPLANE</b>	PNUD, New York	Invité
<b>M. Eric MERCIER</b>	Université de Nantes	Directeur

## AVANT PROPOS

Lorsqu'à la fin de l'année 1999, j'ai proposé ma candidature pour ce sujet de thèse, j'étais loin d'imaginer tout ce que cet engagement me réservait. J'ai tout laissé (travail, études, appartement, famille, amis...) et je suis parti, conscient qu'un tel voyage de plus d'un an dans un pays comme Madagascar et dans le cadre d'un programme de promotion du développement, serait une rude épreuve mais pouvait s'avérer une expérience vraiment enrichissante.

Au total, j'ai séjourné plus de 18 mois à Madagascar, principalement en brousse, dans le petit village côtier de Beheloka. Les conditions de vie y étaient complètement différentes de celles que j'ai toujours connues en France (habitation sommaire, pas d'eau douce, pas de confort sanitaire "occidental", nourriture peu variée, problèmes d'intendance, langue, chaleur, insectes...) et bien sûr l'adaptation n'a pas été tous les jours facile (solitude, maladies...). Malgré tout, à aucun moment, je n'ai regretté mon choix, et au contraire, aujourd'hui, je suis convaincu de l'incalculable richesse que m'a apportée cette aventure. Richesse sur le plan professionnel, avec l'acquisition de connaissances scientifiques et pratiques en hydrogéologie appliquée, mais surtout sur le plan humain et personnel par un grand nombre de rencontres et d'échanges. Il est illusoire de vouloir exprimer ici en quelques mots, les diverses sensations et les sentiments que j'ai pu éprouver en vivant au côté des habitants de la région, d'une part face à leurs difficultés quotidiennes mais aussi en admirant avec quelle philosophie et art de vivre ils peuvent y faire face. Je dirai simplement que ce voyage a été une formidable école à laquelle j'ai beaucoup appris. Il marque à coup sûr une étape déterminante de ma vie.

Nombreuses sont les personnes qui ont permis à ce travail d'aboutir et qui m'ont aidé et soutenu durant cette aventure. Je tiens à toutes les remercier.

Parmi elles, je citerai

Claude SAUVEPLANE (ONU), Joël RAJAOBELISON (AIEA), Eric NICOLINI (LSTU, Réunion), Grégoire KOULBANIS (Equipe Cousteau), Patrick LAUNEAU, Jacques GIRARDEAU et l'équipe du laboratoire de planétologie et géodynamique de Nantes.

Philippe et Monique LAMBILLOTTE, Tiana RAKOTO, Bernard BONNET et sa femme Marie-Jeanne, Alain BOS, Vero MANITRA, Pascal ROLAND, sa femme Josia et la famille Eloi, le personnel de la Composante eau de Tuléar, les animateurs de l'ONG ADS à Tuléar,

Cathy et Thomas BOUCHON, Grégoire ANDRE, Thomas LE MEUR, mes parents, frères et sœurs, et tous les amis qui même malgré la distance ont été à mes côtés, durant tout ce temps.

Je remercie sincèrement l'ensemble des membres du Jury et particulièrement Jacques MUDRY et Laurent DEVER d'avoir accepté de juger ce travail.

Je veux remercier tout particulièrement Gilles BERGERON et sa femme Claude, sans qui cette aventure ne se serait sans doute pas aussi bien passée. Pour leur chaleureux accueil à Madagascar, pour leur dévouement sans limite pour régler les "tracasseries de stagiaires", pour tout ce que j'ai appris (que ce soit en hydrogéologie ou en astronomie, à 3h du matin au clair de lune à Beheloka...) et encore pour tant d'autres choses... Je leur tire mon chapeau.

Merci aussi à Eric MERCIER dont j'ai pu apprécier vraiment la disponibilité, l'ouverture d'esprit, l'écoute et l'enthousiasme, aussi bien au labo que sur le terrain, bref tout ce qui fait que j'ai eu beaucoup de plaisir à l'avoir comme directeur de thèse. Merci à lui et sa famille pour leur hospitalité.

...à tous ces gens, si différents, avec qui j'ai partagé tous ces moments  
à Mellie dont le sourire éclaire ma vie...

## *Résumé*

### Reconnaissance hydrogéologique pour l'alimentation en eau d'une plaine littorale en milieu semi-aride : Sud-Ouest de Madagascar.

La plaine littorale Mahafaly, située en climat semi-aride, connaît depuis longtemps des problèmes de ressources en eau. Une étude hydrogéologique globale a été lancée par le PNUD (programme des Nations Unies pour le Développement) pour explorer les ressources en eaux souterraines de la zone.

Bordée à l'ouest par le canal du Mozambique sur plus de 150 km, cette bande côtière correspond au remplissage quaternaire du compartiment affaissé d'un vaste plateau calcaire éocène, à l'ouest d'une faille majeure sub-méridienne.

L'étude est basée sur l'acquisition d'un grand nombre de données avec : une campagne de 42 forages, le nivellement et le suivi hydrodynamique de points d'eau sur 2 ans, l'analyse d'images satellite. La piézométrie montre que la nappe littorale présente une très faible charge par rapport à la mer et qu'elle est dépend fortement du niveau marin. Elle est alimentée sur sa bordure orientale par la nappe du plateau calcaire, particulièrement karstifié. L'analyse spatiale des paramètres physico-chimiques ainsi qu'une approche hydrodynamique basée sur les réactions tidales de la nappe littorale, permettent d'identifier différents systèmes hydrogéologiques sur la bande côtière. Dans la partie sud, la nappe littorale s'écoule rapidement vers la mer à travers les terrains quaternaires pseudo-karstifiés. L'influence marine y est limitée et la minéralisation reste relativement faible. Dans la partie Nord, les écoulements sont faibles, il n'y a pas d'exutoire de la nappe en mer. La concentration des sels par évaporation et l'intrusion marine deviennent significatifs, à l'origine de très fortes minéralisation de la nappe. Les analyses des éléments majeurs et des isotopes stables confirment l'influence de l'évaporation et la contribution marine dans la minéralisation de la nappe en général. Quelques analyses de traces ( $\text{Br}^-$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ) suggèrent l'existence de remontées d'eaux profondes et minéralisées liées au contexte structural de la zone.

Mots clé : nappe littorale, climat semi-aride, minéralisation, hydrodynamique, influence de la marée, Karst, Mahafaly, Madagascar.

## *Abstract*

### Hydrogeological reconnaissance and water supply for a coastal plain in the sub-arid climate of south-western Madagascar

During many years, the semi-arid conditions of the Mahafaly coastal plain have shown to be highly difficult for sustainable development and management of water resources. A comprehensive hydrogeological reconnaissance study has been launched by the component "Water for the Deep South" financed by UNDP and executed by UNDESA. For its field part, this thesis has worked closely and in parallel with this study.

Over more than 150 kms, the Canal of Mozambique bounds the coastal plain to the West and it is bounded to the east by a major (normal) fault that limits roughly the Mahafaly plateau to its west. The coastal plain is made of quaternary sediments that filled a collapsed block of the Eocene Mahafaly plateau.

Data include results from 42 drilled reconnaissance boreholes, from a topographic survey of water points for piezometric purposes and from a two-year hydrodynamic survey (tidal influence and pumping tests). The data are compiled together with results from hydrochemical and isotopic analyses and using satellite imagery interpretation. The phreatic surface shows little hydraulic gradient with respect to mean sea level and it is sharply influenced by tidal fluctuations. The karstic Eocene aquifer "feeds" the coastal aquifer to the east. Several hydrogeological subsystems are identified using hydrochemical arguments. Groundwater flow is important in a seaward direction in the southern part of the study area, limiting saline intrusion. On the contrary in the northern part, much weaker groundwater flow explains higher salinity and stronger influence of evaporation. The resulting salinity is confirmed by the chemical and isotopic analyses (stable isotopes). Trace elements, on the other end, suggest possible "per ascensum" flow from deeper aquifers that would be enabled by the structural and fracturing configuration of the region".

Keywords: coastal groundwater, sub-arid climate, salinity, hydrodynamic, tidal effect, Karst, Mahafaly, Madagascar.



## TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION GENERALE.....</b>	<b>6</b>
PROBLEMATIQUE ET PRESENTATION DE L'ETUDE .....	7
MOYENS MIS EN ŒUVRE ET DIFFICULTES DE L'ETUDE .....	8
<i>Moyens</i> .....	8
<i>Difficultés</i> .....	8
BREF HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LA ZONE .....	11
<b>Partie I. : PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud" .....</b>	<b>13</b>
I.1. INTRODUCTION.....	14
I.2. LES GRANDS ENSEMBLES GEOMORPHOLOGIQUES .....	16
I.2.1. <i>La pénéplaine intérieure</i> .....	16
I.2.2. <i>Le plateau Mahafaly</i> .....	16
I.2.3. <i>la plaine côtière</i> .....	18
I.3. DONNEES CLIMATIQUES.....	19
I.3.1. <i>Généralités sur le climat à Madagascar</i> .....	19
I.3.2. <i>Les précipitations dans l'Extrême-Sud</i> .....	19
I.3.2.1. <i>Distribution spatiale</i> .....	19
I.3.2.2. <i>Distribution temporelle</i> .....	20
I.3.2.3. <i>Les cyclones tropicaux</i> .....	20
I.3.2.4. <i>Les précipitations occultes</i> .....	21
I.3.3. <i>Les températures</i> .....	21
I.3.4. <i>Les vents</i> .....	21
I.3.5. <i>L'évaporation</i> .....	22
I.3.6. <i>Ensoleillement</i> .....	22
I.3.7. <i>Suivi des précipitations pendant la durée de l'étude</i> .....	23
I.4. LES EAUX DE SURFACE.....	25
I.4.1. <i>Le fleuve Onilahy</i> .....	25
I.4.2. <i>Le Fleuve Linta</i> .....	26
I.4.3. <i>La zone aréique du plateau</i> .....	26
I.4.4. <i>Les "Sakasaka" (Thalwegs) de la bande côtière</i> .....	26
I.4.5. <i>Le Lac Tsimanempetsotsa</i> .....	27
I.4.6. <i>La mer</i> .....	27
I.4.6.1. <i>La marée à Tuléar</i> .....	27
I.4.6.2. <i>Variabilité spatiale du niveau moyen des mers</i> .....	29
I.4.6.3. <i>Validité de la table des marées, sur notre secteur</i> .....	30
I.5. VEGETATION .....	31
I.6. LES HOMMES .....	32
I.6.1. <i>la population</i> .....	32
I.6.2. <i>Traditions et religions</i> .....	33
I.6.3. <i>L'éducation et la santé</i> .....	34
I.6.4. <i>L'accès à l'eau</i> .....	35
I.6.5. <i>L'économie</i> .....	35
<b>Partie II. : CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST.....</b>	<b>37</b>

II.1.	INTRODUCTION.....	38
II.2.	STRATIGRAPHIE ET APERÇU SUR L'HISTOIRE GEOLOGIQUE DU S-W .....	39
II.2.1.	<i>Du Précambrien à la fin du Paléozoïque</i> .....	40
II.2.2.	<i>La couverture sédimentaire</i> .....	41
II.2.2.1.	Le bassin du Karroo : le rifting afro-malgache : .....	43
II.2.2.2.	La série post-rift du Jurassique .....	43
II.2.2.3.	le rifting crétacé : la séparation de l'Inde.....	44
II.2.2.4.	Les terrains post-basaltique : le plateau Mafafaly.....	44
II.2.2.5.	Le rifting néogène à actuel .....	45
II.2.3.	<i>Précision sur les paléoclimats et la stratigraphie du Quaternaire</i> .....	45
II.2.3.1.	Paléoclimats du Quaternaire.....	46
II.2.3.1.1.	Le Pliocène.....	46
II.2.3.1.2.	Le Quaternaire ancien : Pléistocène inférieur.....	46
II.2.3.1.3.	Le Quaternaire moyen : Pléistocène moyen-supérieur .....	48
II.2.3.1.4.	Le Quaternaire récent : Holocène .....	48
II.2.3.1.5.	Les problèmes liés à la disparition des sub-fossiles.....	49
II.2.3.1.6.	La question de la tendance actuelle à l'assèchement .....	49
II.2.3.2.	Stratigraphie des systèmes dunaires littoraux .....	50
Le Tatsimien .....	51	
Le Karimbolien .....	51	
Le Flandrien .....	51	
II.3.	STRUCTURE ET TECTONIQUE DU S-W .....	52
II.3.1.	<i>Structure profonde</i> .....	52
II.3.2.	<i>Caractères principaux des accidents</i> .....	53
II.3.3.	<i>Le plateau Mahafaly</i> .....	55
II.3.3.1.	Structure et tectonique .....	55
II.3.3.2.	la falaise bordière : la faille de Tuléar .....	58
II.3.3.3.	Sur la karstification du plateau .....	60
II.3.3.3.1.	Les avens .....	60
II.3.3.3.2.	Les abris sous roches.....	61
II.4.	CONCLUSION .....	63
<b>Partie III. : CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE GENERAL DU SUD-OUEST.....</b>		<b>64</b>
III.1.	INTRODUCTION.....	65
III.2.	LA NAPPE GENERALE.....	66
III.2.1.	<i>Piézométrie de la nappe générale</i> .....	66
III.2.2.	<i>Minéralisation des eaux de la nappe générale</i> .....	68
III.2.2.1.	En amont du plateau calcaire.....	68
III.2.2.2.	Au sein du plateau .....	69
III.2.2.3.	Au sein de la bande cotière.....	70
III.3.	LES NAPPES PERCHEES .....	71
III.3.1.	<i>La nappe d'Ankazomanga</i> .....	71
III.3.2.	<i>La nappe de Beomby-Lovo</i> .....	71
III.3.3.	<i>Autres nappes perchées</i> .....	71
III.4.	LES NAPPES ALLUVIALES.....	72
III.4.1.	<i>la nappe alluviale de l'Onilahy</i> .....	72
III.4.2.	<i>la nappe alluviale de la Linta</i> .....	72
III.5.	AUTRES NAPPES .....	73
III.5.1.	<i>Nappes artésiennes</i> .....	73

III.5.2. Nappes hydrothermales.....	73
III.6. LE QUESTION DU BILAN HYDRIQUE.....	74
III.7. CONCLUSIONS .....	75
<b>Partie IV. : GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE.....</b>	<b>76</b>
IV.1. INTRODUCTION .....	77
IV.2. CARTOGRAPHIE DE LA PLAINE COTIERE .....	78
IV.2.1. Méthode cartographique .....	78
IV.2.1.1. Informations de base sur l'imagerie Landsat .....	80
IV.2.1.2. Incidence de la végétation .....	80
IV.2.2. les forages .....	81
IV.2.3. Les terrains identifiés sur la bande côtière .....	84
IV.2.3.1. Les formations de surface.....	84
IV.2.3.1.1. Les dépressions salées (DE).....	84
IV.2.3.1.2. Les sols de décalcification (D2c).....	85
IV.2.3.2. Les alluvions.....	85
IV.2.3.2.1. Les alluvions du plateau (Al).....	85
IV.2.3.2.2. Les alluvions du couloir d'Itombona (Alc).....	85
IV.2.3.2.3. Les épandages du talus (Ep) .....	85
IV.2.3.3. Les systèmes dunaires .....	86
IV.2.3.3.1. Les dunes récentes D3 (Flandrien de Battistini) .....	86
IV.2.3.3.2. Les dunes anciennes D2 (Karimbolien de Battistini).....	86
IV.2.3.3.3. La Grande Dune D1 (Tatsimien de Battistini) .....	88
IV.2.3.4. Les calcaires éocènes de la bande côtière.....	88
IV.2.4. Nature du remplissage quaternaire.....	89
IV.2.4.1. La zone nord de la bande côtière (de l'Onilahy à Efoetse) .....	90
IV.2.4.1.1. Les forages orientaux.....	90
IV.2.4.1.2. Les forages Occidentaux.....	91
IV.2.4.2. La zone sud de la bande côtière (d'Efoetse à la Linta) .....	92
IV.3. STRUCTURE DE L'AQUIFERE COTIER.....	93
IV.3.1. Limites structurales : la faille bordière et le substratum éocène .....	93
IV.3.1.1. Le tracé de la faille bordière du plateau.....	93
IV.3.1.1.1. Au nord de l'Onilahy .....	94
IV.3.1.1.2. Au niveau du couloir d'Itombona .....	95
IV.3.1.1.3. Au niveau du lac Tsimanempetsotsa.....	96
IV.3.1.1.4. Dans la région d'Itampolo .....	98
IV.3.1.2. Profondeur du substratum éocène.....	101
IV.3.1.3. Conclusion.....	101
IV.3.2. Discussion sur la fracturation et la néotectonique.....	102
IV.3.2.1. La question d'un soulèvement récent du sud de la bande côtière .....	104
IV.3.2.2. Sur la fracturation.....	106
<b>Partie V. : HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.....</b>	<b>107</b>
V.1. PRESENTATION DES POINTS D'EAU DE LA BANDE COTIERE .....	108
V.1.1. Hétérogénéité.....	108
V.1.2. Répartition.....	109
V.1.3. Suivi des points d'eau.....	110
V.2. APPROCHE DE LA PIEZOMETRIE .....	112
V.2.1. Méthodologie de nivellement des points d'eau.....	112
V.2.1.1. Campagne de nivellement au GPS .....	112
V.2.1.2. Nivellement au niveau de chantier .....	113

V.2.1.3.	Raccordement du nivellement au niveau marin moyen .....	113
V.2.2.	<i>Résultats et limites de validité</i> .....	114
V.2.3.	<i>Interprétation et discussion</i> .....	116
V.2.3.1.	Caractères généraux de la nappe littorale. ....	116
V.2.3.2.	L'anomalie du lac Tsimanampetsotsa .....	118
V.2.3.2.1.	Variations du niveau du lac.....	119
V.2.3.2.2.	Piézométrie autour du lac.....	121
V.2.3.3.	L'anomalie des dunes vives.....	123
V.2.3.4.	Conclusions.....	124
V.3.	ETUDE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DE LA NAPPE .....	125
V.3.1.	<i>La conductivité électrique (C.E.)</i> .....	125
V.3.1.1.	Carte de C.E. de la bande côtière.....	125
V.3.1.2.	Relation entre la C.E. et la distance à la mer .....	127
V.3.1.2.1.	La zone Nord.....	127
V.3.1.2.2.	La zone Sud.....	127
V.3.2.	<i>La température</i> .....	129
V.3.3.	<i>Le pH</i> .....	130
V.3.4.	<i>Conclusion sur l'étude des paramètres physico-chimique</i> .....	131
V.4.	HYDRODYNAMIQUE .....	133
V.4.1.	<i>Indices sur les écoulements de la nappe littorale</i> .....	133
V.4.1.1.	Les sources.....	133
V.4.1.2.	Les poissons aveugles .....	133
V.4.2.	<i>Apports des essais de pompage</i> .....	133
V.4.2.1.	Les pompages par palier.....	135
V.4.2.2.	Les pompages longue durée .....	135
V.4.2.3.	Conclusion sur les essais de pompages .....	138
V.4.3.	<i>Influence hydrodynamique de la mer</i> .....	139
V.4.3.1.	Influence piézométrique de la marée bi-journalière .....	139
V.4.3.1.1.	Les points d'eau au nord du lac.....	142
V.4.3.1.2.	Les points d'eau au sud du lac .....	143
V.4.3.2.	Influence de la marée bi-journalière sur la conductivité électrique .....	144
V.4.3.3.	Influence de la variation d'amplitude des cycles de marée .....	145
V.4.3.3.1.	Les points proches de la mer.....	146
V.4.3.3.2.	les points de l'intérieur.....	146
V.4.3.3.3.	dans les calcaires éocènes. ....	147
V.4.3.4.	Influence du niveau marin sur la position du niveau de base de la nappe .....	148
V.4.4.	<i>Conclusion sur l'influence de la mer</i> .....	151
V.5.	DISCUSSION SUR LA RECHARGE .....	153
V.5.1.	<i>Variation piézométrique annuelle</i> .....	153
V.5.2.	<i>Variation de la conductivité électrique</i> .....	154
V.5.2.1.	L'effet "point d'eau" .....	155
V.5.2.2.	Les indices d'infiltration .....	155
V.6.	DISCUSSION SUR L'ALIMENTATION DES NAPPES D'EAU DOUCE PROCHE DU LITTORAL..	157
V.6.1.	<i>Etude de la nappe de la presqu'île de Sarodrano</i> .....	157
V.6.1.1.1.	Evolution du niveau d'eau.....	159
V.6.1.1.2.	Influence des puisages sur la conductivité .....	159
V.6.1.1.3.	Evolution de la température .....	160
V.6.1.1.4.	Interprétation et conclusion.....	160
V.6.2.	<i>Etude de la nappe des dunes vives d'Ampasinabo</i> .....	161
V.6.2.1.	Instrumentation du site.....	162
V.6.2.2.	Piézométrie de la nappe.....	163
V.6.2.3.	Physico-chimie de la nappe .....	164



V.6.2.3.1. Conductivité.....	164
V.6.2.3.2. Température.....	166
V.6.2.4. Hydrodynamisme de la nappe des dunes vives .....	166
V.6.2.5. Mesures de perméabilité et d'infiltration .....	168
V.6.3. Conclusions .....	169
V.7. CONCLUSIONS SUR L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE DE LA NAPPE LITTORALE .....	171
<b>Partie VI. : HYDROCHIMIE .....</b>	<b>174</b>
VI.1. MESURES ET ANALYSES.....	175
VI.2. LES EAUX HORS DE LA BANDE COTIERE.....	178
VI.3. LES EAUX DE LA BANDE COTIERE .....	180
VI.3.1. La minéralisation totale .....	180
VI.3.2. Faciès chimique des eaux.....	182
VI.3.3. Analyse en composantes principales (ACP).....	183
VI.3.4. Saturation vis à vis des principaux minéraux .....	184
VI.3.5. Relations entre les éléments chimiques majeurs .....	187
VI.3.5.1. Relation Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup> .....	187
VI.3.5.2. Relation SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Cl <sup>-</sup> .....	189
VI.3.5.3. Relation Ca <sup>2+</sup> /SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> .....	190
VI.3.5.4. Relation Ca <sup>2+</sup> et Mg <sup>2+</sup> .....	191
VI.3.5.5. Le silicium.....	193
VI.3.5.6. Autres éléments .....	194
VI.3.6. Apport d'autres traceurs chimiques (Br, Sr, Li).....	194
VI.3.6.1. Relation Br/Cl <sup>-</sup> .....	195
VI.3.6.2. Le strontium .....	196
VI.3.6.3. Le Lithium.....	197
VI.4. LES ISOTOPES DE LA MOLECULE D'EAU.....	199
VI.4.1. Les isotopes stables ( <sup>18</sup> O et <sup>2</sup> H).....	199
VI.4.2. Le tritium.....	202
VI.5. DISCUSSION SUR L'ORIGINE DE LA MINERALISATION.....	203
VI.5.1. L'intrusion marine.....	203
VI.5.2. Apports des aérosols et embruns marins.....	203
VI.5.3. Minéralisation du lac Tsimanempetsotsa.....	206
VI.5.4. L'anomalie de Tanalamaromena .....	208
VI.6. CONCLUSION SUR L'HYDROCHIMIE .....	210
<b>Partie VII. : SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES.....</b>	<b>211</b>
VII.1. SYNTHESE DES RESULTATS DE L'ETUDE.....	212
VII.2. IMPLICATIONS POUR L'ALIMENTATION EN EAU POTABLE DE LA BANDE COTIERE .....	217
VII.2.1. La notion d'eau potable.....	217
VII.2.2. Aspect opérationnel .....	218
VII.3. PERSPECTIVES.....	220
LISTE DES FIGURES .....	226

*INTRODUCTION GENERALE*

### **Problématique et présentation de l'étude**

Depuis très longtemps, le Sud-Ouest malgache, soumis à un climat de type semi-aride, connaît d'importants problèmes de ressource en eau. Cette situation se traduit pour de nombreux habitants de la zone par la consommation d'eau de très mauvaise qualité tant sur le plan physico-chimique, que sur le plan bactériologique. La plaine littorale Mahafaly, qui s'étend sur 200 km au Sud-Ouest de Madagascar est particulièrement touchée par ce problème car (1) elle est soumise à l'ensemble des problèmes de salinités que connaissent la majorité des zones littorales (intrusion marine, embruns...) et, (2) elle est située sur la zone la moins arrosée de l'île avec une pluviométrie de l'ordre de 300 à 400 mm/an.

Depuis plusieurs dizaines d'années, un certain nombre d'initiatives plus ou moins importantes (grands projets, ONG, administration...) ont été entreprises pour tenter d'améliorer la situation mais ont souvent été confrontées au problème de la minéralisation excessive de l'eau, notamment par manque de connaissances suffisantes du milieu. Par ailleurs, à l'heure actuelle, la grande majorité des réalisations issues de ces projets sont hors service ou très vétustes, soit parce qu'elles n'étaient pas adaptées, soit par manque d'entretien et de sensibilisation de la population.

Aujourd'hui, cette situation est considérée par plusieurs organisations occidentales, comme un frein au développement du sud-ouest de l'île, d'autant que la région commence à subir une certaine poussée du tourisme. Aussi, parallèlement à un programme de promotion du développement durable financé par le Programme des Nations Unies pour le Développement (PNUD) dans le Sud Ouest de Madagascar, le Département des Nations Unies pour les affaires Economiques et Sociales (ONU/DAES) a appuyé la formulation d'une composante "Eau pour le Grand Sud" dans le programme du Gouvernement malgache MAG/97/008. Ce programme comprend notamment une étude hydrogéologique globale de la zone, dans le but de mieux cerner les ressources en eau de qualité satisfaisante et d'optimiser leur éventuelle exploitation. Financée par le PNUD, elle a été réalisée, avec l'appui scientifique d'universitaires, et en étroite collaboration avec le bureau d'étude "Hydromad" à Madagascar qui (en tant que sous traitant du PNUD), a suivi l'ensemble des travaux de l'étude.

Dans le cadre de cette étude, le travail exposé ici présente tout d'abord le cadre géologique et hydrogéologique général de l'ensemble de la zone du projet. Ceci permet ensuite de poser le problème de la minéralisation de la nappe littorale mahafaly et de tenter de comprendre son origine dans un contexte hydrogéologique global. Ce travail s'articule en 6 parties.

Après une présentation géographique générale de la zone du projet et plus particulièrement de la plaine littorale Mahafaly (première partie), je réaliserai une synthèse du contexte géologique et structural du Sud Ouest de Madagascar (deuxième partie) suivi d'un état des connaissances sur l'hydrogéologie générale de cette zone (troisième partie). Je focaliserai ensuite sur la géologie de l'aquifère côtier en exposant les données et résultats acquis durant l'étude (quatrième partie) puis j'aborderai l'étude hydrogéologique de la nappe littorale proprement dite (cinquième partie). J'y exposerai l'ensemble des données collectées durant l'étude, et discuterai des résultats concernant : la piézométrie, l'hydrodynamique, les paramètres physico-chimiques de la nappe littorale. Dans la sixième partie je caractériserai la minéralisation de la nappe littorale et je discuterai de son origine en y intégrant un certain nombre de données isotopiques. Je conclurai par la synthèse des résultats de cette étude, en exposant leurs implication pour l'amélioration de l'alimentation en eau des villages de la zone. Je ferai le point sur les questions qui restent à régler, en proposant des perspectives de recherches futures.

Pour faciliter la lecture, un certain nombre de figures (photos, tableaux récapitulatifs, cartes...) ont été réunies dans un document annexe, consultable indépendamment du mémoire.

### **Moyens mis en œuvre et difficultés de l'étude**

#### **Moyens**

Dans la mesure où les données hydrogéologiques préexistantes concernant la zone étaient extrêmement limitées, la phase d'acquisition de données nouvelles a été prépondérante, nécessitant la mise en œuvre de moyens importants et variés, avec notamment :

- de nombreux déplacements sur l'ensemble de la zone, avec les visites et explorations de sites divers,
- le traitement et l'analyse photo-interprétative d'images satellites de la zone et de photographies aériennes,
- une campagne de nivellement des points d'eau, dont une partie a été confiée à une équipe du ministère de l'aménagement et du territoire, d'Antananarivo,
- une campagne de forages de reconnaissance et d'exploitation, réalisée en collaboration avec une équipe du ministère de l'énergie et des mines,
- de nombreuses tournées de suivi des points d'eau sur l'ensemble de la zone considérée,
- plusieurs campagnes d'échantillonnage et d'analyses chimiques des éléments majeurs, sur une soixantaine de points d'eau au total, complétées par quelques analyses de traces ( $\text{Li}^+$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Br}^-$ ).
- une campagne d'analyses isotopiques réalisées en partenariat avec l'A.I.E.A..

#### **Difficultés**

##### **Accès et communication**

Une des première difficulté pour l'étude de la bande côtière est son accès. Il n'existe en effet aucune route goudronnée sur la zone et la bande côtière est de plus séparée de la ville la plus proche (Tuléar), par le fleuve Onilahy. Le seul pont permettant aux véhicules de traverser le fleuve se situe à une centaine de km de l'embouchure (village de Tongobory). Ainsi, alors que le transport d'homme et de matériel léger peut se faire en quelques heures en traversant l'Onilahy par bateau, les jours de mer calme, le temps nécessaire à un camion pour rallier Tuléar à notre base sur la bande côtière (base PNUD/FAO de Beheloka) varie d'une journée, en saison sèche, à plusieurs jours en saison des pluies. Aussi, même si les transmissions étaient parfois difficiles, le moyen de communication rapide le plus approprié reste l'utilisation d'une radio BLU.

Sur la bande côtière, malgré la présence de pistes sableuses d'assez bonne qualité en général, certains endroits restent difficilement accessibles aux véhicules 4x4, et suivant les zones, la durée des trajets peut être relativement importante, d'autant que certains sites ne sont accessibles qu'après de longues marches. De plus les cartes topographiques les plus précises de la région, au 1/100 000, datent des années 1960 (campagne de photographie aériennes) et le tracé de nombreuses pistes a été modifié depuis, ce qui complique parfois le repérage et l'accès au lieu désiré, malgré l'utilisation du GPS.

##### **Logistique**

Malgré un appui logistique important de la part des intervenants, et particulièrement du PNUD, de nombreux problèmes de logistique se sont posés, dont une partie inhérente même au fait de travailler dans un pays en voie de développement.

Il faut savoir que l'économie sur la bande côtière est limitée à des denrées de consommation courante. Ainsi, les produits spécifiques nécessaires sur le terrain (carburant, denrées alimentaires,

## INTRODUCTION GENERALE

médicaments, matériaux de construction, outillage, matériel divers...), ne peuvent être fournis qu'au niveau de la ville de Tuléar, voire à la capitale ; Antananarivo. Or, même dans ces villes, la disponibilité de certains de ces produits n'était pas permanente et les pénuries de carburant par exemple, n'étaient pas rares même dans la ville de Tuléar. De tels problèmes d'approvisionnement, associés aux difficultés d'accès, précédemment citées, ont plusieurs fois impliqué le ralentissement, voire l'arrêt des activités sur le terrain.

Pour certains matériels et équipements, l'importation à Madagascar fut nécessaire, occasionnant souvent d'importants délais, liés au transport et au dédouanement.

### **Mesures et échantillonnages**

La très grande majorité des points d'eau utilisés au cours de l'étude, sont des points d'eau existants, servant à l'alimentation des populations et du bétail de la zone. Pour chaque point d'eau, la demande d'autorisation auprès de la population pour effectuer des mesures ou une quelconque intervention, est donc un passage obligé, nécessitant parfois de longues palabres.

De plus, si certains points d'eau sont peu utilisés et à des moments précis de la journée, d'autres peuvent être sollicités de manière presque continue, ce qui peut-être à l'origine d'artefacts dans les mesures. Ils forment aussi un ensemble très hétérogène, quand à leur type (puits busé ou non, points d'eau naturel, forage...), avec des réactions variables aux contraintes externes (température, pollution, puisage...). L'interprétation précise des données de suivi nécessite donc de connaître chaque point d'eau, et de tenir compte des observations complémentaires, à chaque mesure (heure de la journée, puisage, intervention sur le point d'eau...etc.).

Les mesures effectuées avant Janvier 2000, doivent être considérées avec une certaine prudence, faute de continuité dans le suivi (différence de repères de mesures piézométriques), et du fait de l'utilisation d'appareils différents (conductimètres et pHmètres) non étalonnés entre eux et dont le calibrage n'a pu être vérifié.

Bien que j'aie pu disposer de deux couples de sondes d'acquisition automatique de données (niveau et température, conductivité), j'ai été obligé de limiter leur utilisation, pour éviter leur vol ou leur destruction. En effet, suite à l'équipement d'un site avec ce type de matériel, le boîtier de protection avait été fracturé, (pour le simple vol des charnières), et une sonde avait été endommagée. A la suite de cet incident, seuls quelques suivis de puits sous surveillance, ou de points protégés (quelques forages) ont pu être réalisés.

### **Population**

Les différences de culture, la barrière de la langue, l'absence d'éducation scolaire et l'attachement des habitants à certaines de leur traditions apparaissent souvent comme des freins dans le déroulement des travaux du projet.

Les rapports développés avec les populations locales dans le cadre de l'étude furent en général assez ambigus et il est très difficile de savoir précisément à quel point les villageois se sentent ou non impliqués par les travaux du projet. Même si certains (souvent plus instruits) se sont réellement investis, la plupart sont restés très méfiants. Cette méfiance tout à fait compréhensible, à l'égard "d'étrangers, se livrant à des activités peu communes", sur leur terre, pouvait prendre des proportions importantes si des personnes influentes manifestaient leur désaccord.

De nombreuses rumeurs assez extravagantes ont pu courir à notre sujet (coupeurs de tête, marchands d'organes, chercheurs de saphirs...). C'est ainsi par exemple que dans plusieurs villages, j'ai été tenu pour responsable de la première épidémie de Choléra dont le déclenchement (année 2000) a coïncidé avec l'intensification de nos activités et mon arrivée sur le terrain. Suite à cette épidémie, la méfiance de certains villageois à l'égard du projet a augmenté, limitant nos possibilités d'actions dans certains villages.

## INTRODUCTION GENERALE

Aussi, une part très importante de l'étude (en temps et en moyens) a été consacrée au dialogue avec la population et à sa sensibilisation aux problèmes de l'eau. Chacune de nos actions et notre présence même sur le terrain, devait être sans cesse justifiée et expliquée. Malgré cela il est arrivé à plusieurs reprises que l'accès à certains points d'eau nous ait été interdit, et l'implantation de forage refusée.

Il faut préciser que ces réticences et réactions tout à fait compréhensibles traduisent le plus souvent une méfiance face à une situation nouvelle plutôt qu'une réelle opposition. Quoiqu'il en soit, elles concernent uniquement nos travaux dans le cadre du projet, et n'ont en aucun cas engendré une quelconque agressivité à notre égard en tant que personne. Au contraire, j'ai toujours été très bien accueilli dans les différents villages où je suis passé. Durant mes 18 mois de séjour sur la bande côtière, j'ai pu me rendre compte de l'extraordinaire pacifisme de ses habitants notamment du peuple Vezo avec qui j'ai partagé de nombreuses tranches de vie, à Beheloka. Je tiens ici à exprimer à quel point j'admire et je respecte profondément ce peuple, ses valeurs et sa culture.

### **Bref historique des recherches sur la zone**

Les premières explorations du sud-ouest de Madagascar ont vraisemblablement commencé par les côtes et l'on sait notamment, que les navires européens mouillaient dans la baie de St-Augustin dès la fin du XVIème siècle.

Les premières explorations terrestres dateraient du début du XVIIIème siècle (Drury 1712, *in* Salomon 1986). Elles sont restées relativement limitées et fragmentaires jusqu'au début du XXème siècle, période à laquelle, quelques naturalistes ont commencé à publier leurs observations (G Grandidier, 1903 à 1932, *in* Battistini, 1964) (G. Grandidier, E.J. Bastard, Geay, H. Perrier de la Bathie, *in* Besairie, 1972). A partir de 1920 pendant l'époque coloniale, commencent les premiers relevés systématiques (Besairie, 1930 à 1972, Basse E., 1931 à 1935 *in* Salomon 1986), nécessaires à l'élaboration des premières cartes géologiques, centralisés par le service géologique à Antananarivo. Toutefois, une grande partie des recherches du début du XXème siècles a consisté à l'étude des grands bassins sédimentaires du moyen Onilahy (bassin du Karroo), dans le but de reconnaître les niveaux charbonniers (Service des mines, société des charbonnages de la Sakoa). Les données concernant notre zone restent très fragmentaires.

C'est seulement à partir du milieu du siècle dernier (fin de la période coloniale et première république malgache) que les études plus précises et régionales donnent lieu à une production bibliographique nettement plus importante permettant une meilleure connaissance du "Grand Sud". Les intervenants sont multiples (géographes, géologues, spéléologues, botanistes, pédologues, agronomes...) et travaillent pour différents organismes comme le Bureau Géologique de Madagascar, l'Institut de Recherches Scientifiques de Madagascar (I.R.S.M.) qui deviendra l'O.R.S.T.O.M., la "Société des Pétroles de Madagascar (S.P.M.)", les universités malgaches ... etc. Au début des années 1960, une campagne de photographie aérienne de la zone a été effectuée, par le service géologique. Celle-ci a donné lieu à une cartographie géologique au 1/100 000, par photo-interprétation, dont on a retrouvé qu'une série de calques provisoires, datés de 1963-1964. Ces travaux n'ont vraisemblablement pas été publiés.

L'ensemble de ce patrimoine bibliographique très hétérogène, fait de rapports divers, de travaux plus ou moins locaux, de diverses cartes, et notes non publiées, se retrouve assez dispersé à l'heure actuelle et difficilement accessible, lorsque les documents n'ont pas tout simplement disparus.

Néanmoins, ces travaux ont contribué à l'époque, à l'élaboration d'importantes synthèses ou de volumineuses monographies, de la part des auteurs les plus impliqués dans les recherches sur la zone.

- R.DECARY est à l'origine de nombreuses observations d'ordre naturaliste. Il est un des premiers à regrouper ces données dans un "essai de monographie régionale" sur l'Androy dont le premier Tome (géographie physique et humaine) est publié en 1930.
- R. BATTISTINI, est ensuite reconnu comme le grand spécialiste de la zone. Son important travail de terrain dès 1953 est à la base d'une volumineuse thèse de géographie en 8 livres, intitulée "Etude géomorphologique de l'Extrême-Sud de Madagascar", publiées en 1964.
- H. BESAIRIE et M. COLLIGNON en 1972 ont publié une synthèse générale de la "Géologie de Madagascar", s'appuyant en partie sur les travaux du service géologique de Tananarive.
- J.N. SALOMON, en 1986 a repris et discuté la plupart des travaux antérieur lors de la réalisation de sa thèse de géographie en 4 livres sur " le Sud-Ouest de Madagascar". Bien que ces travaux concernent essentiellement les terrains situés au nord de l'Onilahy, certains points généraux applicables à ma zone d'étude y sont discutés.

En ce qui concerne plus particulièrement l'hydrogéologie, quelques travaux de recherche en eau existent dès le début du siècle dernier dans le "Grand Sud" (Carles 1910, Giraud 1912, Reynier, 1915, et

## INTRODUCTION GENERALE

surtout Decary 1930, *in* Aurouze 1959), mais les premières observations et interprétations hydrogéologiques détaillées ont commencé en même temps que les levés géologiques, dans la première moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Ceci constitue un premier inventaire des points d'eau, avec des indications sur les nappes et la qualité des eaux.

En terme de réalisations techniques, cette période a vu la création de quelques puits dans l'Androy, et de sondages suivant le projet de voie ferrée "Sakoa-Mozambique", par le couloir d'Itombona.

Dans les années 1950, à la suite d'une grave disette dans le Grand Sud, les recherches s'intensifient avec la publication d'une première carte hydrogéologique au 1/500 000 (Besairie et Pavlovsky, 1950 *in* Aurouze 1959). De nombreuses études hydrogéologiques locales sont menées, dans le Mahafaly (Pavlovsky 1954 *in* Aurouze 1959), dans l'Androy (de St Ours, 1954 *in* Aurouze 1959), sur la cuvette d'Ankazomanga (de St Ours, 1955 *in* Aurouze 1959). accompagnant des campagnes de forages dont le pourcentage de succès est toujours limité.

Lors de sa première mission, J. Archambault (1956 *in* Aurouze 1959) insistera sur l'intérêt des nappes profondes, et la nécessité d'études plus globales et contrôlées par la géologie. Suivent alors les travaux de J. Aurouze qui reprendra la plupart des résultats antérieurs dans sa thèse sur "L'hydrogéologie du Sud de Madagascar", en 1959.

Deux campagnes de forages ont suivi (20 forages de 100 à 150 m en 1961 et 16 forages de 50 à 70 m, en 1965-66), mais ils concernent surtout la région située au Sud de notre zone.

Les études se sont poursuivies ensuite et ont été plus ou moins intégrées aux diverses synthèses sur la région (Battistini 1964, Besairie & Collignon 1971, Karche 1961).

Dans les années 1970, les travaux de Ch. Domergue (Domergue, 1973 *in* Hydromad 1996) apportent quelques informations sur la chimie de l'eau.

E. Nicolini, dans sa thèse en 1981 (Nicolini 1980) a appliqué les techniques isotopiques aux nappes captives du Sud-Ouest, au nord de l'Onilaky.

Quelques études appliquées à l'alimentation en eaux de certaines zones ont eu lieu plus récemment (Equipe-Cousteau, 1994 ; A.E.S. 1995, Projet 150 forages, BRGM/UNICEF 1995, *in* Hydromad, 1996).

Une synthèse des problèmes hydrogéologiques dans le Sud a été réalisée en 1996 par le bureau d'étude Hydromad (pour le PNUD), en préalable à la préparation du "Schéma directeur pour la maîtrise de l'eau dans le sud de Madagascar".

A partir de 1999, dans le cadre du programme PNUD/DAES, l'étude proprement dite a débuter avec l'examen des relations potentielles entre la fracturation et les écoulements au sein du plateau Mahafaly (André 1999, Rakotoarimanga 2000). Elle a été suivi dans son ensemble par le bureau d'étude Hydromad (nombreux rapports techniques de 1999 à 2002).

L'ensemble de ces travaux même s'ils permettent de jeter les bases de la géographie et de l'hydrogéologie de la zone, restent relativement descriptifs et s'avèrent insuffisants pour la compréhension globale des phénomènes liés au problème de l'eau dans le Grand Sud.

De plus, il existe un réel manque de données de base pour l'approche de tels problèmes. A titre d'exemple, il n'existe pas à l'heure actuelle de carte topographique récente et détaillée de la zone, à une échelle supérieure au 1/100 000. Malgré l'existence dans les archives du Service géologique, de calques provisoires de cartographie géologique par photo-interprétation, au 1/100 000, il n'y a pas eu de publication de carte géologique plus précise que le 1/200 000. Malgré l'existence de cartes hydrogéologiques au 1/200 000, de 1991, publiées par le FTM, je n'ai pas eu accès à des cartes hydrogéologiques de la zone, plus récente que celle au 1/500 000, publiée en 1957 par le Service Géologique de Madagascar (Arouze 1957).



*Partie I. :      PRESENTATION GEOGRAPHIQUE  
                         GENERALE DU "Grand Sud"*

## **I.1. Introduction**

La zone d'étude au sens large correspond à la zone d'intervention du programme PNUD/DAES. C'est un vaste territoire (de l'ordre de 15 000 km<sup>2</sup>), limité au Nord par le fleuve Onilahy, au Sud par un axe allant de l'embouchure de la Linta à Ampanihy, et à l'Est au droit de la ville d'Ampanihy (cf. Figure I-1)

Cette zone fait partie de ce que les auteurs ont appelés "l'Extrême-Sud" ou "Grand Sud" de Madagascar. Outre le fait que cette dénomination traduit bien la notion de "bout du monde" qui caractérise cette région reculée, elle marque surtout la distinction entre les terrains situés au sud du fleuve Onilahy, et les terrains du "Sud-Ouest", qui s'étendent plus au Nord, jusqu'à la région de Morondava.

Selon Battistini, l'Extrême-Sud peut-être défini en termes hydrographiques comme étant la région drainée par les fleuves du Sud : Mandrare, Manambovo, Menarandra, Linta. Ces quatre fleuves drainent un domaine qui a une réelle unité, par rapport au bassin de l'Onilahy, qui est quant à lui considéré comme un fleuve du "Sud-Ouest" et coule selon une direction générale Est-Ouest comme le Mangoky, la Morondava, la Tsiribihina.

La zone concernée par les travaux du projet ne représente donc que la moitié occidentale de l'Extrême-Sud et mon travail a été plus particulièrement focalisé sur la bande littorale, à l'ouest du plateau Mahafaly.

PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

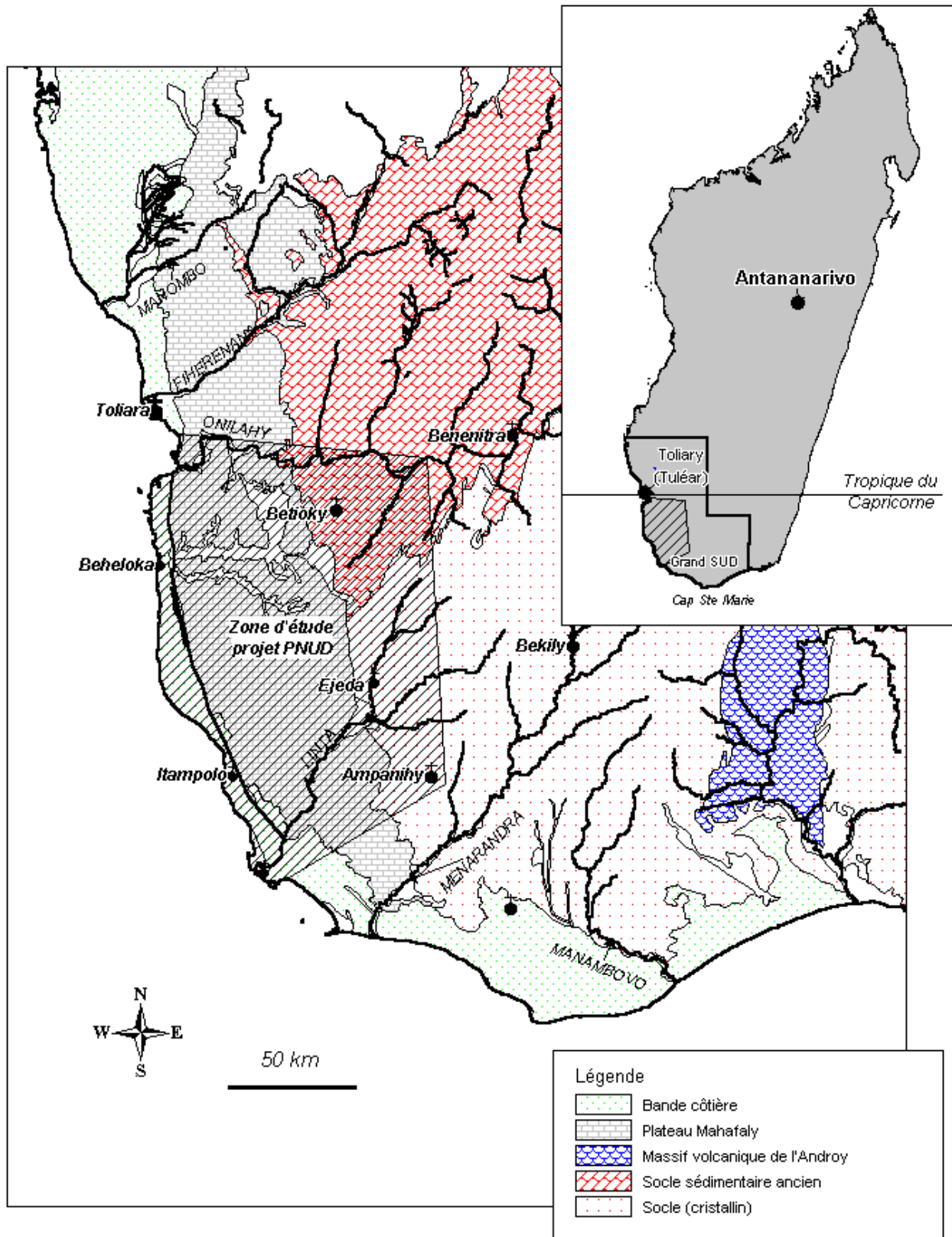


Figure I-1: Situation et contexte morphologique de la zone d'étude

## **1.2. Les grands ensembles géomorphologiques**

Le secteur concerné par le programme PNUD/DAES recoupe trois grands ensembles géomorphologiques distincts qui se succèdent en bandes successives d'Est en Ouest : le "Socle", le "Plateau Mahafaly", la "plaine côtière" (cf. [Figure I-1](#))

### **1.2.1. La pénéplaine intérieure**

Les terrains les plus à l'intérieur des terres forment une vaste zone de pénéplaine, dont le quart occidentale fait partie de la zone du projet (de l'ordre de 5000 km<sup>2</sup>). celle-ci est limitée sur sa bordure orientale par les reliefs du massif volcanique de L'Androy, et à l'Ouest, par la cuesta éocène du plateau Mahafaly, soulignée par la présence d'une vaste "dépression périphérique" (Karche 1961). L'altitude de cette pénéplaine est comprise entre 200 et 400 m sur notre zone mais elle dépasse 500 m à l'Est pour atteindre plus de 800 m au niveau du massif de l'Androy.

Elle est constituée en majeure partie des terrains cristallophylliens précambriens au Sud-Est mais le Nord-Ouest est occupé par des terrains sédimentaires anciens, anté-sénoniens qui forment un vaste plateau (zone de Betioky) plus ou moins altéré et entaillé par la vallée de l'Onilahy.

### **1.2.2. Le plateau Mahafaly**

Au centre de la zone du projet, le grand ensemble tabulaire du plateau Mahafaly (environ 8000 km<sup>2</sup>) repose sur les terrains du socle cristallin au Sud et les terrains sédimentaires anciens au Nord. La limite Est du plateau, marquée par une grande cuesta sub-méridienne culmine à environ 400 m. L'altitude diminue régulièrement quand on se rapproche de la mer pour atteindre une centaine de mètres au niveau de la falaise surplombant la plaine côtière. Ce plateau est généralement recouvert d'une épaisse croûte calcaire qui ne laisse apparaître qu'exceptionnellement la roche en place. Légèrement incliné vers la mer, il est entaillé par plusieurs vallées, actuelles ou fossiles. Nous citerons du Nord au Sud (cf. [Figure I-2](#)) :

- la vallée de l'Onilahy, encaissée et particulièrement sinueuse (cf. photo 2 en annexe),
- le couloir d'Itombona, vallée fossile rectiligne, de direction Est-Ouest qui se prolonge au Nord par la cuvette d'Ankazomanga. L'ensemble est remblayé par du Néogène continental surmonté d'épandages de sables roux continentaux,
- la vallée fossile d'Ilembo, également remblayée par des sables roux, forme un couloir de direction ONO-ESE qui, partant de Beomby débouche au sud du couloir d'Itombona,
- la vallée de la Linta entaille quant à elle le plateau selon une direction SSW/NNE. Elle est à ce titre considérée comme un fleuve du Grand Sud. contrairement au fleuve Onilahy. La Linta se perd complètement dans le sous sol à son entrée dans les terrains calcaires, au sud de la ville d'Ejeda si bien qu'elle ne coule que quelques jours par an dans son cour inférieur qui est entièrement remblayé de sables et d'argiles (régime d'oued),
- le couloir du Sorombe qui rejoint la Linta selon une direction Est-Ouest.

Ces vallées découpent le plateau Mahafaly en compartiments du Nord au Sud : (cf. [Figure I-2](#)).

- le plateau septentrional, entre la vallée de l'Onilahy, et le couloir d'Itombona
- le grand plateau de Beomby, entre le couloir d'Itombona et la Linta
- le plateau de Ranomasy, entre la Linta et le couloir du Sorombe
- le plateau d'Ambovo, au Sud, entre la Linta et la Menarandra

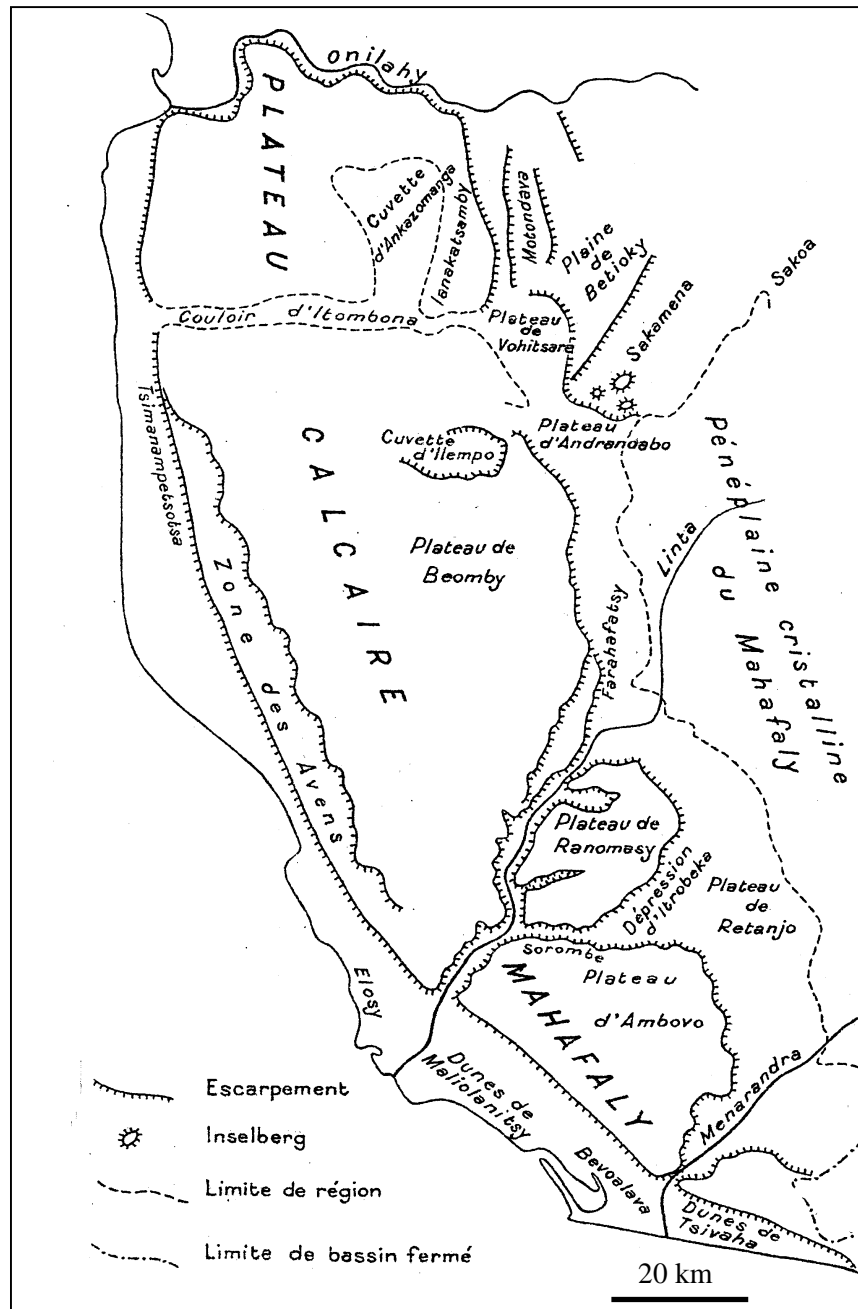


Figure I-2 : Subdivisions morphologiques du plateau Mahafaly (d'après Aurouze 1957)

Les auteurs (Battistini 1964, Besairie & Collignon 1971) ont l'habitude de diviser le plateau Mahafaly en trois ensembles longitudinaux :

- Une zone orientale, dite zone des clairières, qui occupe la moitié Est du plateau de Beomby et seulement la bordure des plateaux de Ranomasy et d'Ambovo.
- Une zone médiane ou zone des dolines.
- Une zone occidentale ou zone des avens qui s'allonge du lac salé Tsimanempetsotsa, au sud d'Itampolo.

Au Sud de la Linte, le plateau disparaît partiellement sous les formations néogènes et les dunes quaternaires.

***1.2.3. la plaine côtière***

Limitée par la falaise du plateau Mahafaly à l'Est (cf. photo 1 en annexe), à l'Ouest par le canal du Mozambique, la plaine côtière forme une bande continue mais de largeur variable (de 1.5 à 15 km pour une superficie totale inférieure à 1500 km<sup>2</sup>), entre l'Onilahy et la Linta. L'existence de la falaise rectiligne est liée à un accident tectonique majeur, qui a abaissé le compartiment ouest mais dont on ne connaît ni la position exacte, ni le rejet dans notre zone. L'altitude moyenne de la bande côtière est relativement faible ne dépassant pas 30 m pour la moitié nord. Elle tend à augmenter vers le sud, dépassant fréquemment les 50 mètres.

La bande côtière est recouverte de dunes quaternaires de différentes générations, vives ou fixées, souvent grésifiées. Certaines zones plus argileuses en surface permettent la formation de mares temporaires, en saison des pluies. On notera aussi la présence d'un grand lac salé : le Lac Tsimanampetsotsa qui s'étend sur 15 km, le long de la falaise éocène.

### **I.3. Données climatiques**

#### **I.3.1. Généralités sur le climat à Madagascar**

D'une manière générale, l'orientation sub-méridienne de Madagascar est responsable de l'opposition climatique entre les deux versants de l'île, la façade orientale étant la plus arrosée (Salomon 1986).

Le régime saisonnier des pressions et des vents sur la grande île a pour principal moteur, l'anticyclone sub-tropical du sud-ouest de l'océan indien. C'est lui qui dirige sur Madagascar des masses d'air tièdes et humides venues de l'Est : les alizés.

On distingue ainsi deux situations contrastées :

- en hiver austral, l'anticyclone descend en latitude vers le 30<sup>ème</sup> parallèle sud. Les alizés humides, provenant d'E-S-E sont alors prédominants. Ils franchissent les reliefs de la côte Est et s'écoulent sur les hautes terres puis sur les versants occidentaux de l'île où ils faiblissent peu à peu et s'assèchent. Le versant occidental de l'île est alors très peu arrosé.
- en été austral, l'anticyclone se situe beaucoup plus au Sud et est affaibli. Son influence sur l'île diminue et les alizés deviennent moins puissants et irréguliers. Par contre, le glissement des masses d'air équatoriales vers le Sud et l'extension des basses pressions sur le canal du Mozambique entraînent dans la partie nord-ouest de l'île un régime de vents de Nord-Nord-Ouest : la mousson. Cette saison se caractérise donc plus au sud par une instabilité liée à l'alternance de deux systèmes de vents et le passage éventuel de cyclones.

#### **I.3.2. Les précipitations dans l'Extrême-Sud**

##### **I.3.2.1. Distribution spatiale**

C'est sur la plaine côtière mahafaly et dans la région de Tuléar que l'on trouve les stations les moins arrosées de Madagascar : 275 mm/an à Soalara, 310 mm/an à Anakao, 350mm/an à Androka. Le climat de cette frange littorale est de type aride à semi-aride selon l'indice d'aridité de Thornthwaite (Battistini, 1964).

La pluviométrie augmente progressivement vers le N-E (de 300 mm à 600 mm) lorsqu'on pénètre dans l'intérieur des terres de telle sorte que les isohyètes sont grossièrement parallèles aux cotes (cf. Figure I-3).

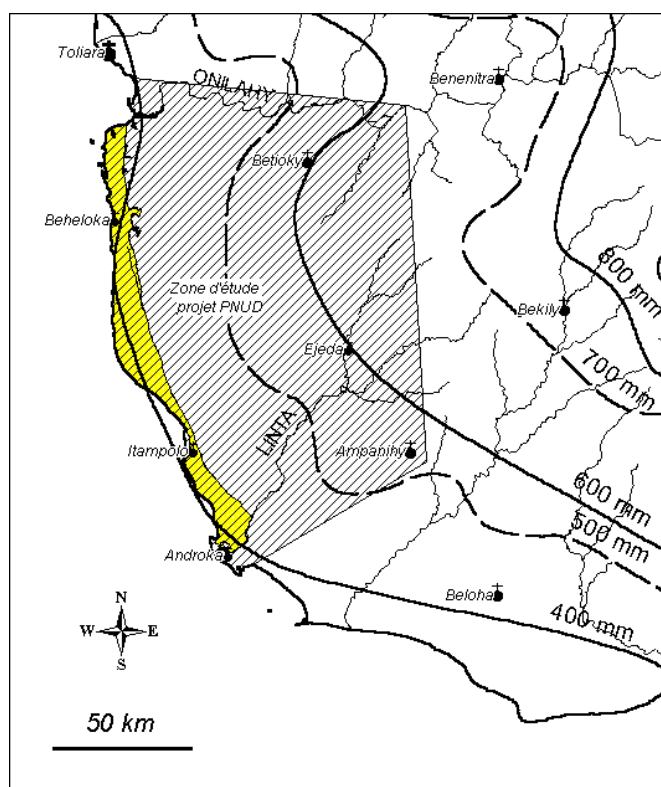


Figure I-3 : Carte des isohyètes du Sud-Ouest

### **I.3.2.2. Distribution temporelle**

La répartition des pluies dans l'année suit le régime bi-saisonnier avec une saison "humide" de décembre à février (cf. Figure I-4). La saison des pluies dure en moyenne 4 mois sur la bande côtière, de décembre à mars, avec un maximum de précipitations mensuelles en Janvier. Toutefois on peut faire remarquer que dans le Sud de l'île, le passage de dépressions méridionales, à l'origine de quelques pluies pendant l'hiver austral, entraîne une légère atténuation du caractère saisonnier.

Il est important de noter l'extrême irrégularité des précipitations, spatiale d'une part, mais aussi d'une année sur l'autre :

- au niveau des totaux pluviométriques annuels qui peuvent varier d'un facteur 5 d'une année à l'autre
- au niveau de la durée des précipitations (cumul des jours de pluie)
- au niveau de la répartition des pluies dans l'année pouvant faire alterner des longues périodes de sécheresse avec des épisodes pluvieux très courts mais très intenses.

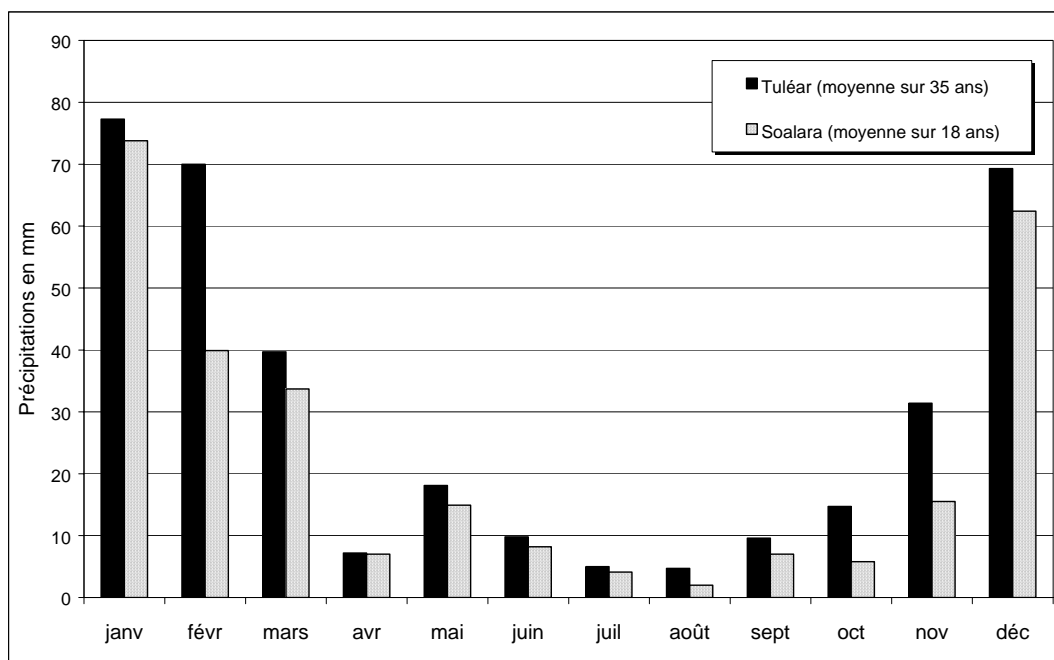


Figure I-4 : Répartition des pluies dans l'année à Tuléar et Soalara

### **I.3.2.3. Les cyclones tropicaux**

En plus du caractère très irrégulier de ses précipitations, le S-W de Madagascar est soumis à l'influence de cyclones tropicaux. Il s'agit de tempêtes dépressionnaires qui intéressent une plus ou moins grande partie de l'île, en saison chaude, et qui créent pendant une période de plusieurs jours (jusqu'à quinze jours) un type de temps particulier caractérisé par l'abondance exceptionnelle des précipitations. Les dépressions cycloniques qui intéressent Madagascar se forment dans deux régions principales : l'océan indien, au N-E de la grande île et le canal du Mozambique, à l'origine de cyclone en général plus petits et moins violents.

Il en résulte que d'une manière générale dans le S-W de l'île, l'influence des cyclones est moindre et les précipitations recueillies au cours des épisodes cycloniques représentent quelques centaines de millimètres. Même si ces précipitations apparaissent modestes, comparées à celles recueillies sur d'autres stations de l'océan indien (plus de 1500mm en 24h sur l'île de la réunion), elle peuvent doubler ou tripler la pluviosité annuelle normale, et constitue de ce fait un apport considérable pour la région, jouant un rôle



indispensable dans la recharge des nappes (Domergue 1970). Dans certains cas, ces pluies persistantes et diluviennes peuvent entraîner des inondations importantes.

La fréquence des cyclones est variable selon les années. Au cours de cinquante saisons chaudes (de 1911 à 1960), Madagascar a subi l'influence de 200 perturbations tropicales à caractère cyclonique (Chaperon et al. 1993), avec un maximum d'occurrence en Janvier.

#### **1.3.2.4. Les précipitations occultes**

Bien que difficilement quantifiable, il convient de signaler la présence de ces apports. En saison sèche, lorsque les nuits sont les plus fraîches, les rosées matinales sont fréquentes sur tout le littoral. De même, on observe souvent des brouillards matinaux qui sur la côte se lèvent rapidement, mais persiste un peu, dans l'arrière pays.

D'après Salomon (1986), ces apports occultes sont susceptibles de corriger le déficit pluviométrique du début de saison sèche. Ils constituent pour la végétation un appoint hydrique important d'autant qu'ils limitent l'évapotranspiration dès l'aube et humidifie durablement les sols à consistance sablonneuse.

J'ai pu moi même constater en saison sèche une saisissante différence dans la qualité du couvert végétal herbeux, selon qu'il peut recevoir ces rosées matinales ou lorsqu'il en est privé (sous des arbres ou autres « abris »).

#### **1.3.3. Les températures**

La saison humide correspond à la saison chaude avec une température moyenne mensuelle supérieure à 24°C (Figure I-5) . Les mois les plus frais sont les mois de juin et juillet avec une température moyenne de l'ordre de 20 °C.

Du fait de la latitude relativement élevée, la température moyenne annuelle de l'ordre de 22°C est globalement plus faible que sur le reste de l'île, mis à part sur les hauts plateaux où l'influence de l'altitude devient prédominante. Mais en même temps, l'amplitude thermique annuelle (de l'ordre de 8°C) devient plus importante que dans les autres stations côtières de Madagascar.

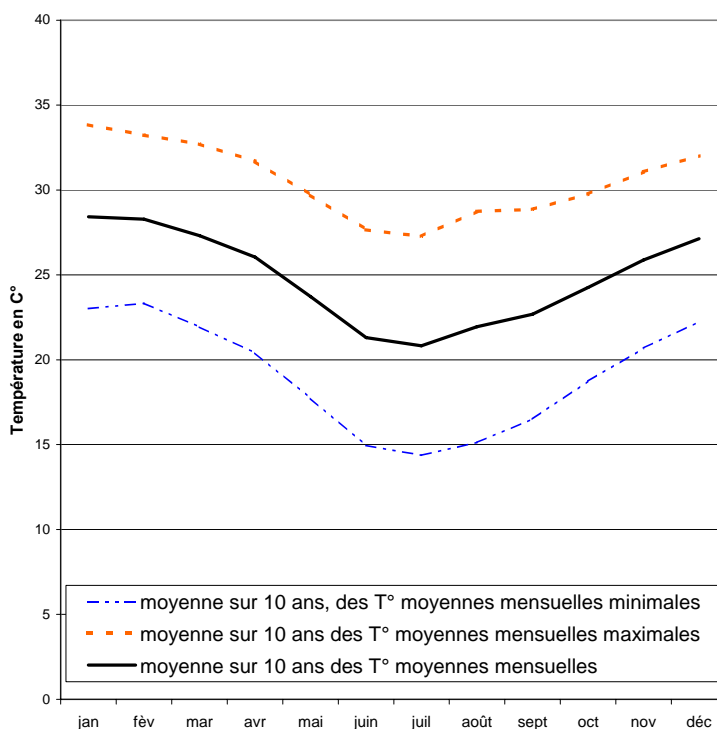


Figure I-5 : Températures moyennes mensuelles à la station de Tuléar

#### **1.3.4. Les vents**

La région d'Androka à Tuléar est balayée par un vent dominant du S à S-S-E. Ces directions sont aussi celles qui sont à l'origine des vents les plus violents (vitesse supérieure à 80 km/h).

Une des caractéristique du vent sur la bande côtière est un fréquent changement de direction en milieu de journée. Ainsi, il est habituel d'observer un vent modéré de secteur N, N-E, soufflant faiblement la

nuit et le matin. Il tombe en fin de matinée pour laisser place à un vent du Sud plus soutenu, qui atteint sa force maximale dans l'après-midi. Ce fait est bien connu des pêcheurs Vezo qui partent la nuit s'ils veulent voyager vers le Sud, et l'après-midi, pour aller au Nord.

L'existence de ces vents dominants, du Sud s'inscrit bien dans la morphologie des dunes, groupés en vastes ensembles, le long du littoral, ainsi que dans la végétation (orientation de certains arbres).

### **1.3.5. L'évaporation**

Le calcul des moyennes annuelles de l'évapotranspiration potentielle pour notre zone permet de tracer la carte d'iso valeurs suivante (cf. Figure I-6)

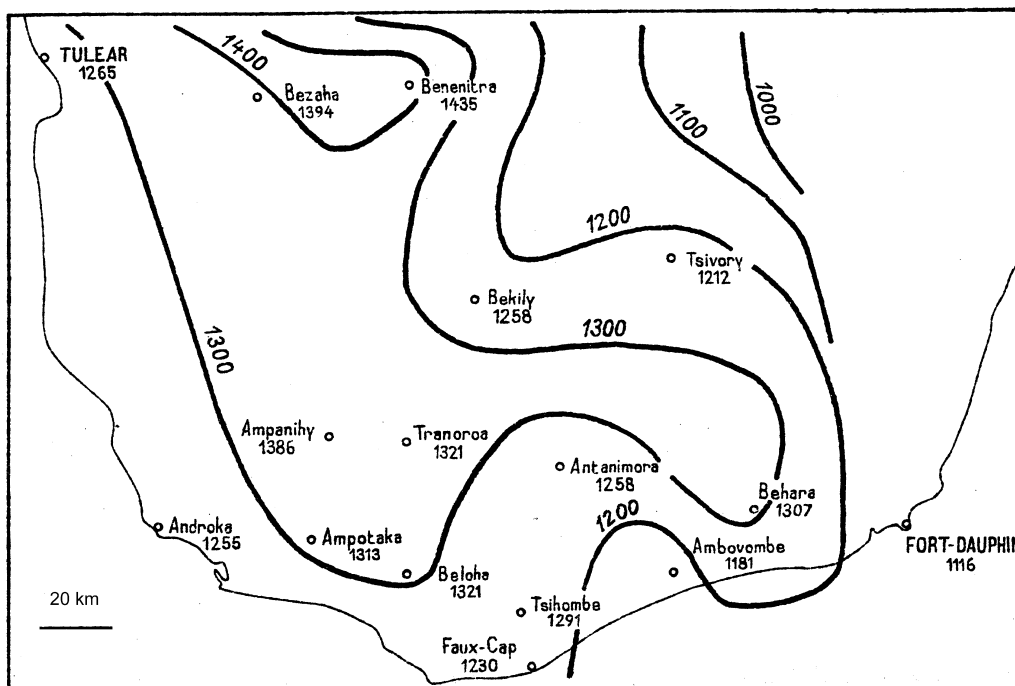


Figure I-6 : Carte d'isovaleurs de l'évapotranspiration annuelle selon la formule de Thornthwaite (d'après Aurouze, 1957)

Les valeurs obtenues s'échelonnent sur la zone, de 1200 mm à 1400 mm, avec un maximum à l'intérieur des terres, au Nord de Betioky. Elles sont donc partout nettement supérieures aux valeurs de précipitation. Le calcul de l'évaporation potentielle à l'échelle mensuelle ne permet pas non plus de mettre en évidence de période excédentaire en terme de bilan hydrique. Ceci tendrait à montrer qu'il n'existe pas, sur notre zone, de recharge d'origine pluviale, or comme nous le verrons plus loin, on sait qu'il y existe des nappes alimentées exclusivement par la pluie.

Arouze souligne, les limites de ce type de calcul, pour la région, du fait notamment de l'hétérogénéité des terrains, du couvert végétal et de la brutalité de certains épisodes pluvieux.

### **1.3.6. Ensoleillement**

Le S-W bénéficie d'un ensoleillement important du fait de sa faible latitude à laquelle s'ajoute la faible nébulosité et les faibles précipitations. A Tuléar (données de la station météorologique de l'aéroport), on relève des durées moyennes d'insolation variant de 8 à 12 heures par jour avec une moyenne de l'ordre de 10 heures par jour. Malgré la variation annuelle de la durée théorique des journées (fonction de la latitude),

la durée d'ensoleillement apparaît relativement constante durant l'année, du fait que les mois où les jours sont les plus longs (novembre, décembre, janvier), sont aussi les plus pluvieux.

On notera que cet ensoleillement est un atout énergétique important, qu'il est important de considérer notamment pour l'équipement des captages et autres infrastructures éventuelles.

### **1.3.7. Suivi des précipitations pendant la durée de l'étude**

Même s'il existe normalement deux stations pluviométriques du réseau du S.A P. (Système d'Alerte Précoce) sur la bande côtière (Itampolo et Beheloka.), j'ai pu moi-même constater de sérieux problèmes dans l'acquisition et la validité des mesures au niveau de ces deux stations. Durant l'étude, trois nouvelles stations pluviométriques à base de simples pluviomètres ont pu être installées.

- La première, à la base FAO/PNUD de Beheloka, à 50m de la mer.
- La seconde quelques kilomètres au Sud de l'embouchure de l'Onilahy, dans le village d'Antsirafaly, au pied de la falaise bordière du plateau.

Ces deux pluviomètres de type standard, ont pu être installés à la fin de l'année 1999.

- Lors de mon deuxième séjour sur le terrain (fin de l'année 2000), j'ai pu installer un troisième pluviomètre, au village d'Efoetse, à l'ouest du lac Tsimanampetsotsa. Celui-ci constitué d'un simple entonnoir retourné a été étalonné par comparaison avec un pluviomètre standard, à la station de Beheloka.

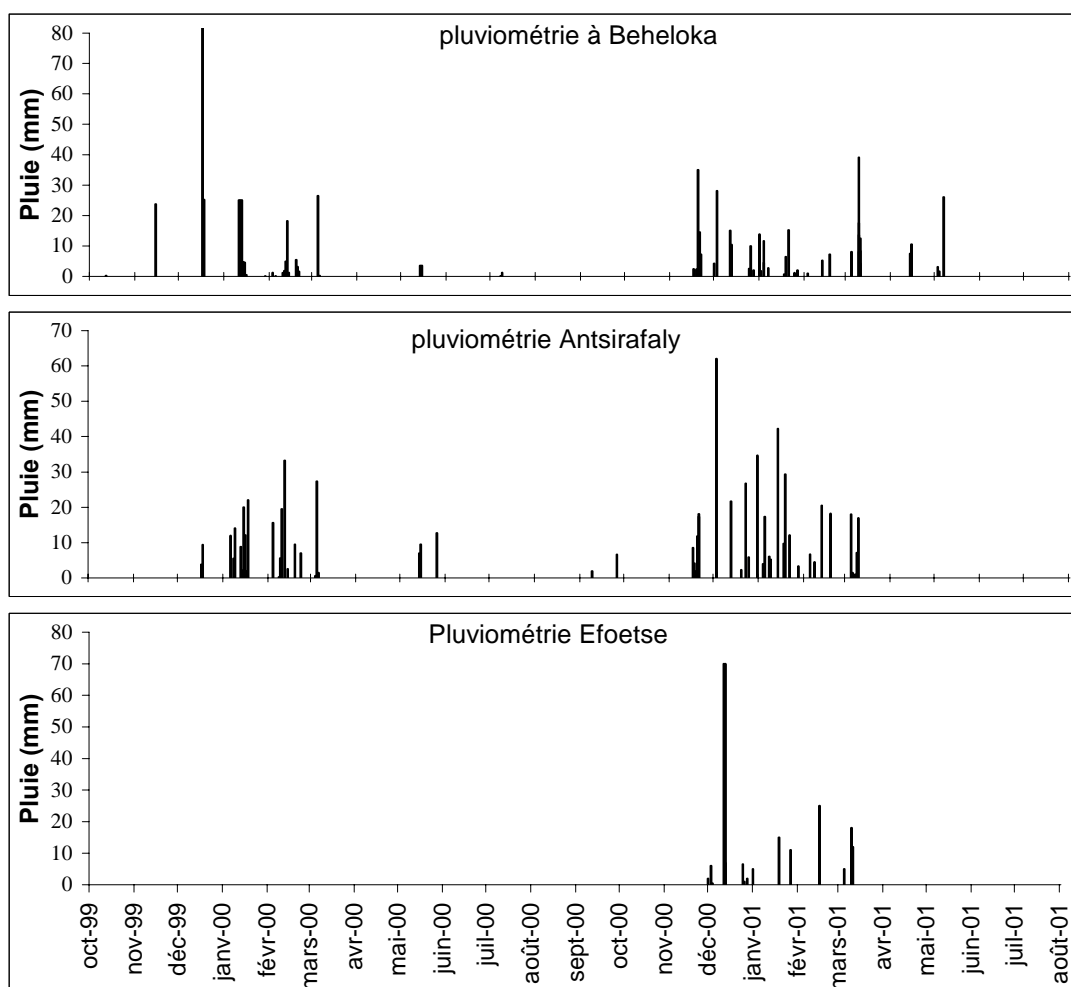


Figure I-7 : Pluviométrie au nord de la bande côtière pendant la durée de l'étude

## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

Ces mesures confirment l'importante irrégularité spatiale et temporelle des précipitations sur le littoral.

Sauf pour certains des plus importants, il n'y a en général pas de correspondance entre les épisodes pluvieux des diverses stations.

En terme de cumul annuel, les valeurs sont aussi très différentes d'une station à l'autre : le cumul de la première saison des pluies (1999-2000) était de 430mm à Beheloka et seulement de 270mm à Antsirafaly. La deuxième année (2000-2001) la tendance s'est inversée avec un cumul de 300mm à Beheloka contre 460mm à Antsirafaly.

On peut aussi remarquer la brutalité de certains épisodes, comme à Efoetse où il est tombé en 24 heures plus de 140 mm, soit plus d'un tiers du total annuel.

### **I.4. Les eaux de surface**

Battistini (1964) distingue dans l'extrême sud différents bassins en fonction de l'organisation de l'écoulement (cf. Figure I-8) :

- ✓ les bassins exoréiques, normalement drainés vers la mer
- ✓ les bassins fermés à drainage endoréique,
- ✓ les zones aréiques ne présentant pas d'écoulement organisé.

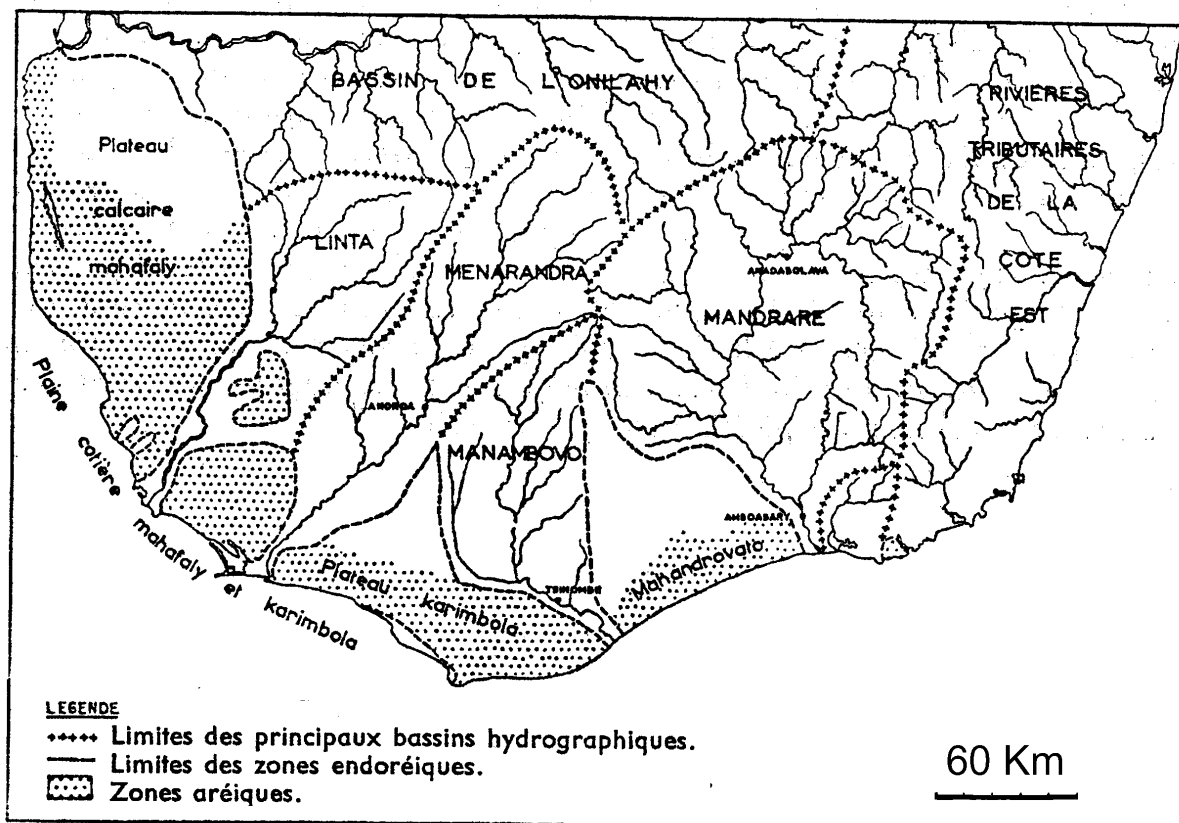


Figure I-8 : Hydrographie du "Grand Sud" (d'après Battistini 1964)

Les premiers, correspondent essentiellement aux zones d'affleurements du socle précambrien et de rares secteurs des plateaux néogènes qui l'entourent. Sur les terrains précambriens, le chevelu hydrographique est très dense et très ramifié, soulignant la disposition structurale des séries précambriennes. Ces étendues exoréiques déterminent les bassins versants des grands fleuves qui reçoivent ainsi, la majeure partie de leurs affluents avant d'entrer dans la zone sédimentaire, qu'ils traversent "comme des étrangers".

Bordant la zone d'étude, au Nord et au Sud, l'Onilahy et la Linta font partie de ce type.

#### **I.4.1. Le fleuve Onilahy**

L'Onilahy qui coule selon une direction générale E-W, appartient au domaine hydrologique du SW (Aldegheri, 1967 in Salomon 1986), c'est à dire, qu'il est soumis à un régime tropical à deux saisons bien tranchées, avec une pluviosité comprise entre 500 et 800mm/an.

Il draine un bassin d'une superficie voisine de 32 000km<sup>2</sup> (Chaperon et al. 1993), dont toute la partie supérieure, où le chevelu hydrographique est le plus développé, est située dans le socle. La branche mère du fleuve (Mangoky) prend sa source vers 1300m d'altitude. Après la traversée des terrains de l'Isalo, l'Onilahy

## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

coule franchement vers l'Ouest dans un lit très large, encombré de bancs de sables à l'étiage, et présentant de nombreux méandres. Dans la zone sédimentaire, il existe deux affluents à débit constant, en rive droite, descendant du massif de l'Isalo mais on ne note pas d'affluent important sur la rive gauche. La traversée du plateau calcaire se fait avec des pertes importantes. L'Onilahy débouche dans le canal du Mozambique par un estuaire, dans la baie de St-Augustin (cf. photo 2 en annexe). Cet estuaire se prolonge en mer, à plus de 2000 m de profondeur par un gigantesque canyon sous marin (Battistini 1975).

### **1.4.2. Le Fleuve Linta**

La Linta dont le cours suit une direction NNE-SSW est un fleuve du Grand Sud. Son bassin est beaucoup plus limité que celui de l'Onilahy (5800km<sup>2</sup>) et s'étend sur une zone moins bien arrosée. La Linta est donc beaucoup moins bien alimentée. Même à la station limnigraphique d'Ejeda, située à la limite du socle, les écoulements en surface n'existent que pendant les mois de novembre à février. Ils sont tout à fait exceptionnels en aval où le fleuve se perd rapidement dans le réseau karstique, il ne peut alors y avoir un débit de surface que lors des très fortes pluies en amont. La Linta peut présenter des crues très violentes mais qui n'atteignent son embouchure près du village d'Androka, que quelques jours par an. Alors que l'Onilahy a débarrassé une importante vallée sous-marine dans le prolongement de son estuaire, la Linta quant à elle a déposé de nombreux matériaux ce qui se traduit par l'avancée sur la mer d'une langue de dunes et d'alluvions, sur plusieurs km<sup>2</sup>. Ces alluvions étant remaniées lors des cyclones importants, le lit de la Linta à son embouchure peut changer de tracé assez brutalement.

### **1.4.3. La zone aréïque du plateau**

Le plateau calcaire Mahafaly forme à l'heure actuelle une vaste zone sans écoulement permanent organisé, soit parce que les eaux de pluie s'y infiltrent sur place, (calcaires lapiazés de la zone des avens), soit parce qu'elles s'écoulent vers le fond de dépressions fermées assez vastes (zone des clairières) à l'origine de quelques mares temporaires. On y observe cependant un réseau hydrographique fossile, s'organisant autour de deux principales paléo-vallées traversant le plateau d'est en ouest : le couloir d'Itombona (auquel est associé la dépression d'Ankazomanga) et la vallée de Maroala qui se prolonge jusqu'à la cuvette d'Ilembo (cf. Figure I-2). A l'heure actuelle, les eaux superficielles occasionnelles, de la dépression d'Ankazomanga et du couloir d'Itombona n'aboutissent pas à la mer. Même si, les grosses pluies peuvent exceptionnellement produire des écoulements qui dévalent le couloir jusqu'à Ankilimivony (année 1952 d'après Battistini, 1960), ils ne franchissent pas les cordons dunaires de la bande côtière.

### **1.4.4. Les "Sakasaka" (Thalwegs) de la bande côtière**

Entre les deux fleuves Onilahy et Linta, il n'existe sur la bande côtière aucun écoulement de surface permanent. Il arrive cependant, lors d'épisodes pluvieux importants, que se forment des petits torrents, d'eau et de sables. Lorsqu'ils sont suffisamment importants, ces écoulements temporaires peuvent creuser des petits thalwegs dans les sables et grès de la bande côtière ébauchant ainsi des axes de drainages.

Ceux-ci sont très limités au nord de la bande côtière où ils disparaissent très rapidement dans les sables et aucun écoulement vers la mer n'est visible. Dans certains cas, ces écoulements temporaires peuvent converger sur des petites distances vers les dépressions salées, ce qui donne naissance à des mares, dont la durée de vie est fonction de l'infiltration et de l'évaporation.

Les plus importants "sakasaka" et les seuls qui peuvent s'écouler jusqu'à la mer sont situés dans la moitié sud de la bande côtière où ils ont ébauché un réseau hydrographique temporaire, bien marqués, notamment sur les images satellites et les photographies aériennes. Ces écoulements prennent naissance au

niveau de la falaise du plateau Mahafaly, soit directement au niveau des petites vallées qui entaillent le plateau (Est d'Itampolo), soit au niveau des ravines qui entaillent les massifs dunaires grésifiés qui recouvrent la falaise dans le sud (Est de Nisoa).

L'existence de ces réseaux hydrographiques temporaires dans le sud de la bande côtière est certainement à mettre en relation avec l'existence d'un dénivelé plus important dans le sud, mais il souligne aussi la nature gréseuse des terrains qui (1) sont moins favorables que les sables à l'infiltration immédiate, (2) et qui permettent la conservation des axes de drainages dans la morphologie.

### **I.4.5. Le Lac Tsimanempetsotsa**

Il existe dans la partie centrale de la bande côtière, le long de la falaise du plateau, un vaste plan d'eau salée, allongé du Nord au Sud, sur plus de 15 km de long et quelques km de large (cf. photo 4 en annexe).

Sa forme allongée, le long de la falaise du plateau, vient probablement du fait qu'il occupe la dépression interne au pied du talus éocène, en arrière d'un cordon dunaire ancien, parallèle à la falaise.

Je ne dispose pas de données bathymétriques sur ce plan d'eau mais le témoignage de villageois, et l'observation du lac lors d'un survol à basse altitude de la zone confirme une très faible profondeur relativement constante, ne dépassant probablement pas 2 ou 3 m sur toute l'étendue du lac.

Du fait de sa très grande surface (environ 20 km<sup>2</sup>) qui l'expose fortement au vent, ce lac est vraisemblablement soumis à une évaporation intense. Si l'on considère une évaporation annuelle sur surface libre de plus de 2500 mm.an<sup>-1</sup> (données météorologiques de l'aéroport de Tuléar), avec une profondeur moyenne du lac de l'ordre d'1 m, on peut considérer que le lac évapore au moins deux fois son volume d'eau en 1 année. Des sources importantes, alimentent le lac, au pied du talus Eocène sur sa bordure est. Dans une moindre mesure, la pluie participe probablement également de manière ponctuelle à son alimentation.

Le plan d'eau occupe une dépression couverte d'une formation argilo-sableuse lacustre blanche, riches en gypse. Celle-ci forme une surface continue, très plane, beaucoup plus étendue que le lac proprement dit, (25 km de long du Nord au Sud). Cette surface plane, dont l'altitude est légèrement supérieure (jusqu'à deux mètres) au niveau moyen du lac actuel, représente sans doute une zone autrefois immergée par le lac. Même si je n'en ai pas été témoin durant mon séjour, il est possible qu'une partie de cette surface autour du lac puisse encore être momentanément recouverte par les eaux, lors d'épisodes pluvieux exceptionnels ; par exemple pendant le passage de cyclones. D'une manière générale, les formations argileuses, qui tapissent le fond du lac et ses abords constituent un niveau relativement imperméable, qui est *a priori* susceptible d'isoler le lac de la nappe de la bande côtière. Les relations entre le lac et la nappe littorale sont un point important de cette étude. Elles seront discutées dans les chapitres suivants.

### **I.4.6. La mer**

Le canal du Mozambique constitue la limite occidentale de toute notre zone d'étude, sur plus de 200 km de cote, de l'embouchure de l'Onilahy au Nord, à celle de la Linta au Sud. La mer constituant le niveau de base de la nappe littorale, il faut s'attendre à ce que son influence soit importante, notamment sur le plan hydrodynamique. Aussi, une attention particulière a été portée à la caractérisation précise de ce niveau et de son comportement dynamique au droit de notre zone.

#### **I.4.6.1. La marée à Tuléar**

Le littoral S-W de Madagascar est soumis à une marée de type bi-journalière. Les seules informations marégraphiques dont nous disposons sont celles données par la table des marées de Tuléar,

## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

précisant les niveaux des mers en mNGM (mètres dans le système du Nivellement Général Malgache) (cf. Figure I-9).

L'amplitude du marnage peut-être supérieur à deux mètres en période de vives eaux mais est inférieur à 1 m en période de mortes eaux.

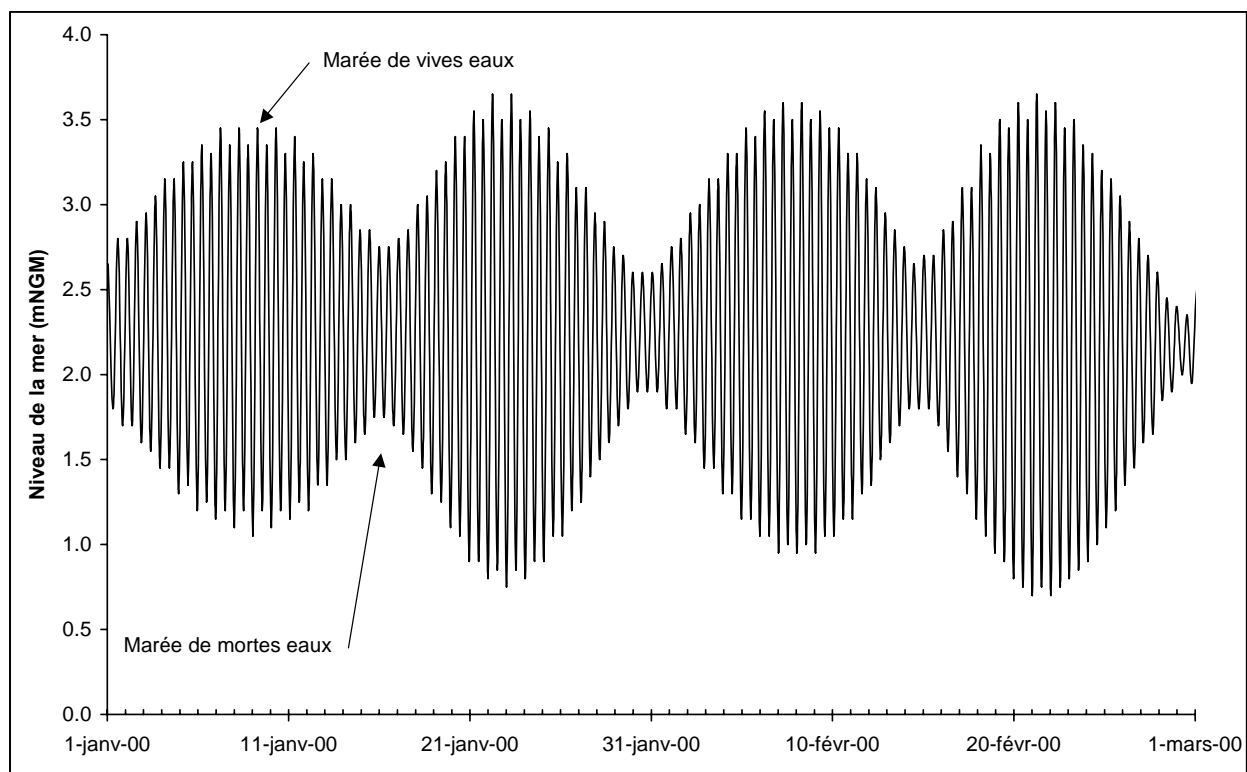


Figure I-9 : Variation théorique des marées sur la zone pendant 2 mois (Table de Tuléar)

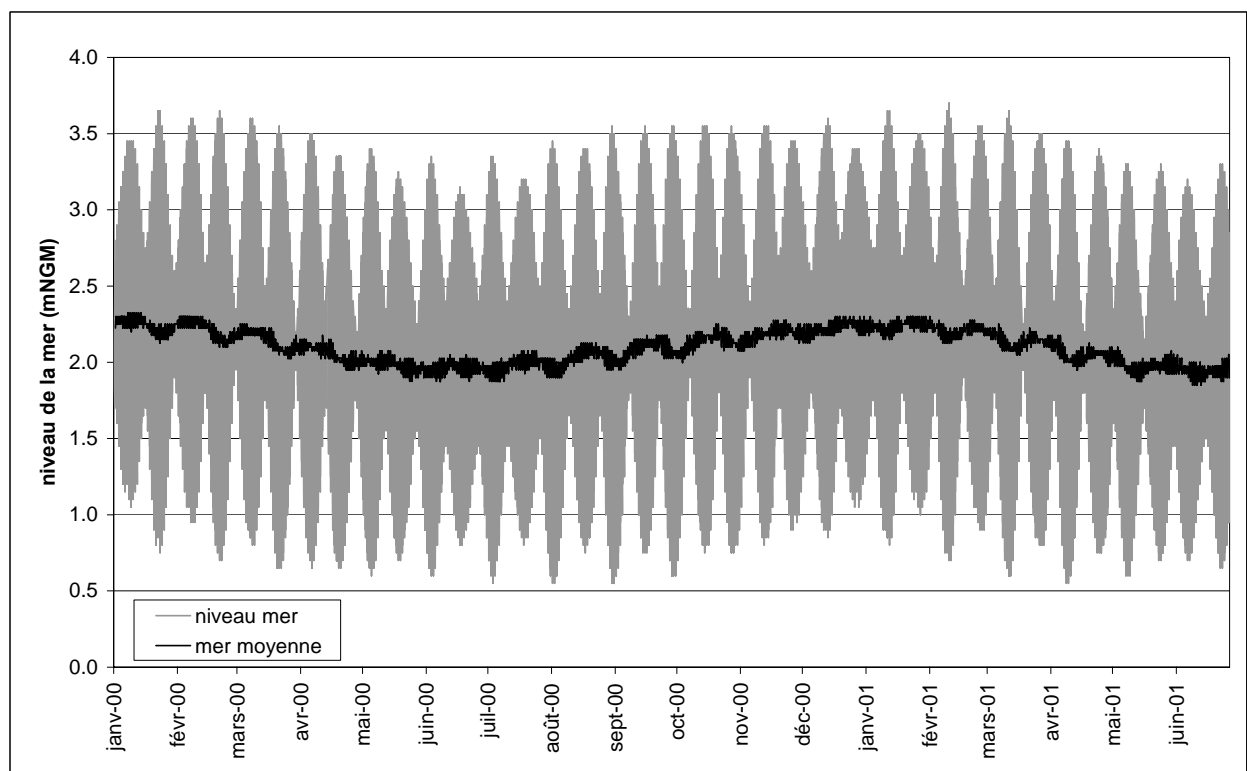


Figure I-10 : Variation du niveau marin moyen pendant l'année



## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

Le niveau moyen des mers à Tuléar, calé par rapport au Nivellement Général Malgache (NGM) est de l'ordre de 2.15 mNGM. Il varie légèrement de quelques dizaines de cm au cour de l'année. Sur la période d'étude (année 2000 et 2001), les niveaux maximums (2.3 mNGM) sont observés en décembre-janvier, et les niveaux minimums (1.9 mNGM) en juin. Cette variation du niveau marin moyen est issue d'une variation synchrone du niveau des marées hautes et des marées basses.

### 1.4.6.2. Variabilité spatiale du niveau moyen des mers

D'après les instructions nautiques pour l'Océan Indien du service hydrographique et océanographique de la marine, (SHOM 1984), le niveau moyen des mer sur la cote S-W de Madagascar varie en fonction du lieu (Tableau I-2).

Ports	Morondava	Tuléar	St Augustin	Cap Ste Marie
Hauteur de pleine mer de vives eaux	3.9	3.6	3.2	2.3
Hauteur de basse mer de vives eaux	0.7	0.65	0.9	N.C
Hauteur moyenne	2.3	2.12	2.05	N.C

Tableau I-1 : Evolution géographique du niveau marin (mNGM) sur la cote sud-ouest de Madagascar, (d'après les données du SHOM, 1984)

Ces valeurs montrent une baisse importante du niveau maximum des mers (niveau de pleine mer de vive eau) ainsi qu'une diminution de l'amplitude des marées, de Morondava à Cap Ste Marie, c'est à dire, du Nord vers le Sud. On observe de plus, une baisse générale et significative du niveau moyen des mers entre Morondava et St-Augustin.

La bande côtière s'étend sur plus de 150 km du Nord au Sud, au sud de St Augustin. Bien que nous ne disposons pas des données de marées sur cette zone, il semble possible d'y extrapoler la tendance observée plus au nord (cf. Figure I-11).

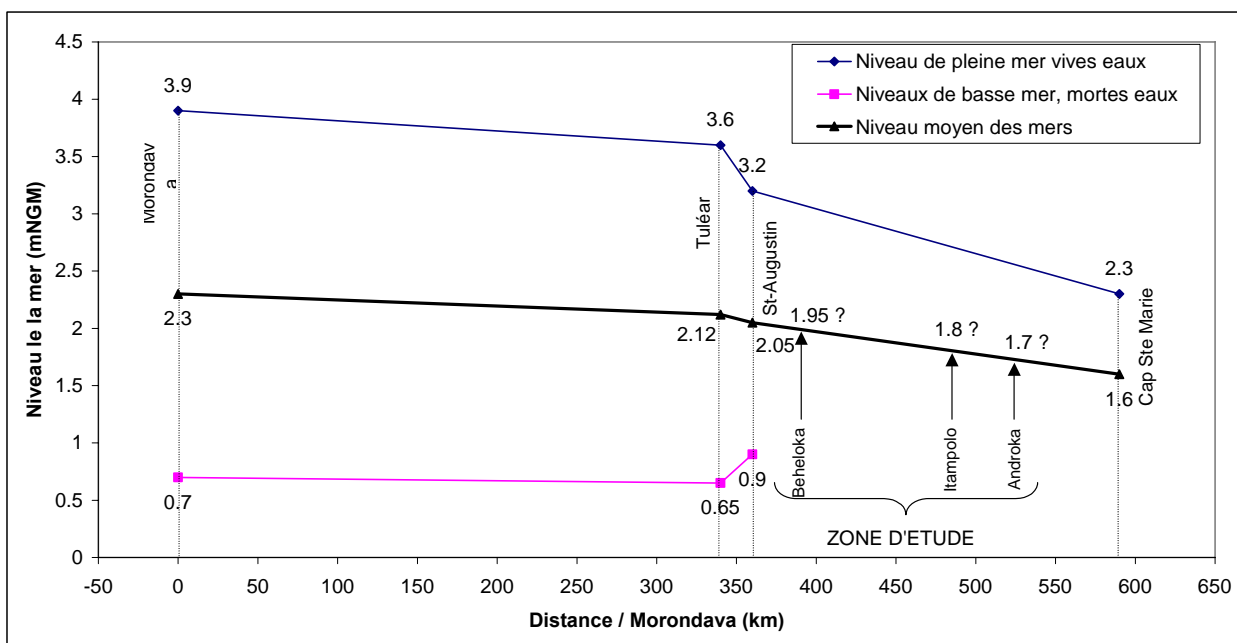


Figure I-11 : Extrapolation, du niveau moyen de la mer sur la zone d'étude.

Bien que la validité du niveau marin à St-Augustin soit discutable (St-Augustin est en fond de baie, à l'embouchure de l'Onilahy), l'extrapolation linéaire permet d'adopter les niveaux moyens des mers suivants, pour notre secteur d'étude (cf. Tableau I-2).

## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

Zone	Soalara	Anakao	Beheloka	Itampolo	Androka
Hauteur moyenne de la mer	2.05	2	1.95	1.80	1.70

Tableau I-2 : Valeurs retenues du niveau moyen des mers, obtenues par extrapolation sur la zone d'étude.

### **I.4.6.3. Validité de la table des marées, sur notre secteur**

Il m'est apparu important de vérifier la validité de la table des marées de Tuléar pour notre secteur d'étude en mesurant le niveau réel de la mer sur quelques cycles de marée. Pour des raisons techniques, le dispositif utilisé, constitué d'un simple tube crépiné, foncé verticalement sur la plage, n'a permis que la mesure des phases de marée haute, la mer se retirant à plusieurs centaines de mètres, à marée basse. Ces suivis ont été effectués dans la zone de Beheloka, proche de la base PNUD pour des raisons de surveillance de l'appareillage.

La comparaison de ces mesures faites à Beheloka avec celles, théoriques, issues de la table des marées est donnée sur la figure suivante (Figure I-12).

La superposition des deux courbes est très satisfaisante, avec une bonne correspondance de la période des cycles de marée. On notera toutefois un très léger retard de quelques minutes, de la marée à Beheloka par rapport à celle de Tuléar. De plus, l'amplitude des marées observées à Beheloka semble *a priori* légèrement plus faible qu'à Tuléar, ce qui confirme l'hypothèse d'une diminution de l'amplitude des marées du Nord au Sud, proposée dans le paragraphe précédent. Cependant, la relative imprécision des mesures et l'absence de données concernant les phases de marée basse, ne permettent pas de donner une valeur exacte pour l'amplitude de la marée et pour le niveau moyen de la mer.

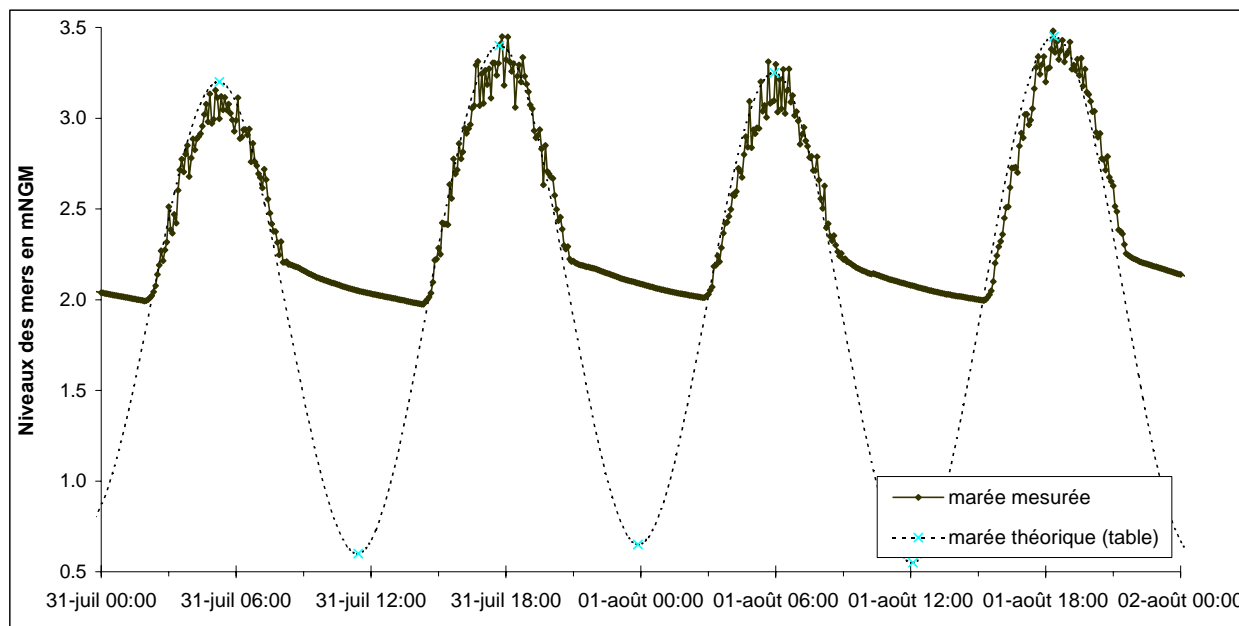


Figure I-12 : Comparaison de la marée observée à Beheloka avec la marée théorique, à Tuléar

Ce type de manipulation a pu être répété à trois reprises sur plusieurs cycles de marées et sur deux sites différents (Beheloka, Ampasinabo). Les résultats obtenus ont été à chaque fois identiques, ce qui tend à indiquer que les éventuels phénomènes de perturbations locale des marées (configuration du rivage, vent, houle) par rapport à la marée théorique, sont insignifiants au moins pour ces deux sites distants de 5 km l'un de l'autre.

### **I.5. Végétation**

La végétation du Sud de Madagascar présente des caractères très particuliers, à la fois liés au climat et à l'insularité. Du fait du caractère aride de la zone, la couverture végétale est presque uniquement représentée sur notre zone par ce que les auteurs regroupent sous le nom de "bush xérophile", au sens large. Les plantes qui le constituent présentent des adaptations parfois curieuses à la sécheresse (feuilles réduites ou recouverte d'une épaisse cuticule, tiges souvent épaisses et gorgées d'eau, garnitures d'épines plus ou moins chlorophylliennes).

Battistini dans sa thèse (1964) propose un schéma de répartition globale des formations végétales qui coïncide relativement bien avec les ensembles géo-morphologiques dans le "Grand Sud".

Il distingue ainsi :

- Le bush à euphorbes sur dunes et sur grès calcaires dunaires, qui constitue une frange continue dans la plaine côtière mahafaly, sauf où il a été dégradé par les défrichements à vocation agricole.
- Le bush xérophile du plateau calcaire mahafaly, constitué en partie d'espèces ligneuses et buissonnantes, qui se développe sur des sols pierreux et sub-squelettiques. Il ne dépasse que rarement 5 m de haut mais est relativement dense, rendant la progression sur le plateau difficile. Associé à ce bush continu, on rencontre souvent des petits baobabs éparpillés sur le plateau.
- Le bush à didierécées (*Didierea* et *Alluaudia*), qui se développe en partie sur des associations de sables et calcaires. On les rencontre souvent au sein des recouvrements de sables roux sur le plateau.

En ce qui concerne plus précisément la bande côtière, J'ai pu remarquer sur le terrain, une zonation frappante de la végétation. D'une manière générale, le bush à euphorbes, très clairsemé à l'Ouest, sur les dunes récentes en bordure de mer, devient de plus en plus dense lorsqu'on s'approche de la falaise du plateau Mahafaly. L'apparition dans le bush, des didierécées, dans la partie orientale de la bande côtière, proche de la falaise est en général très nette.

A ce bush xérophile couvrant la majeure partie de la zone, il faut ajouter quelques formations végétales beaucoup plus ponctuelles :

- des îlots forestiers, à Tamariniers, dans les zones où le sol retient mieux l'eau (présence d'argiles), qui prend l'aspect de forêt galerie le long des axes hydrographiques où existe un sous-écoulement (Linta, Onilahy).
- la végétation luxuriante des avens, où la proximité de la nappe générale et l'humidité plus importante permet le développement d'une végétation particulière et d'arbres de plusieurs dizaines de mètres.
- des zones à population nettement halophile, notamment au sein des dépressions à sol salé de bande côtière.
- des formations de prairies ou de savane, là où le bush primitif a été détruit.
- des mangroves à palétuviers, dans des dépressions littorales temporairement recouvertes par l'eau de mer, à marée haute.

## **I.6. Les hommes**

L'objet de cette étude étant directement lié au problème de l'accès à l'eau des populations, on ne peut absolument pas en écarter l'aspect humain. La connaissance, si possible la compréhension, et la prise en compte des habitudes, des relations, des échanges entre les hommes, bref, de ce qui constitue une société, sont déterminants dans tout projet de développement, quel qu'il soit. De plus, le mode de vie de ces populations étant "aux antipodes" de ce qu'on connaît en occident, il me paraît essentiel de donner ici quelques précisions sur les habitants de la zone concernée par ce travail, et particulièrement, la bande côtière, où j'ai longtemps séjourné (18 mois).

### **I.6.1. la population**

Il existe officiellement 18 ethnies à Madagascar, qui sont elle mêmes subdivisées en sous-groupes ethniques. Le "Grand Sud" au sens large couvre les territoires des ethnies Antandroy, Karimbola, et Mahafaly mais c'est ce dernier groupe qui est essentiellement présent sur notre zone.

On ne connaît pas précisément le nombre d'habitants de la zone car aucun recensement précis n'a pu encore y être effectué. Les estimations en cours (dans le cadre du programme PNUD/DAES), avancent 40 000 habitants sur la bande côtière, sachant que ce chiffre subit des fluctuations très importantes dans le temps (migrations, épidémies...).

Il n'existe pas non plus de carte de densité de population officielle mais la simple observation de la répartition des villages permet de mettre en évidence des inégalités importantes du peuplement sur la zone du projet (cf. Figure I-13). Ainsi, le plateau calcaire Mahafaly est quasiment désert et forme une séparation entre les territoires mahafaly proprement dits (à l'intérieur des terres), et la bande côtière, de Soalara à Androka. Il est bien évident que l'absence de villages sur le plateau vient en partie du fait que depuis très longtemps, à cause de l'altitude par rapport à la nappe, l'eau y est restée inaccessible avec des moyens traditionnels. Quelques villages se répartissent dans la cuvette d'Ankazomanga où l'eau d'une nappe perchée est accessible à faible profondeur.

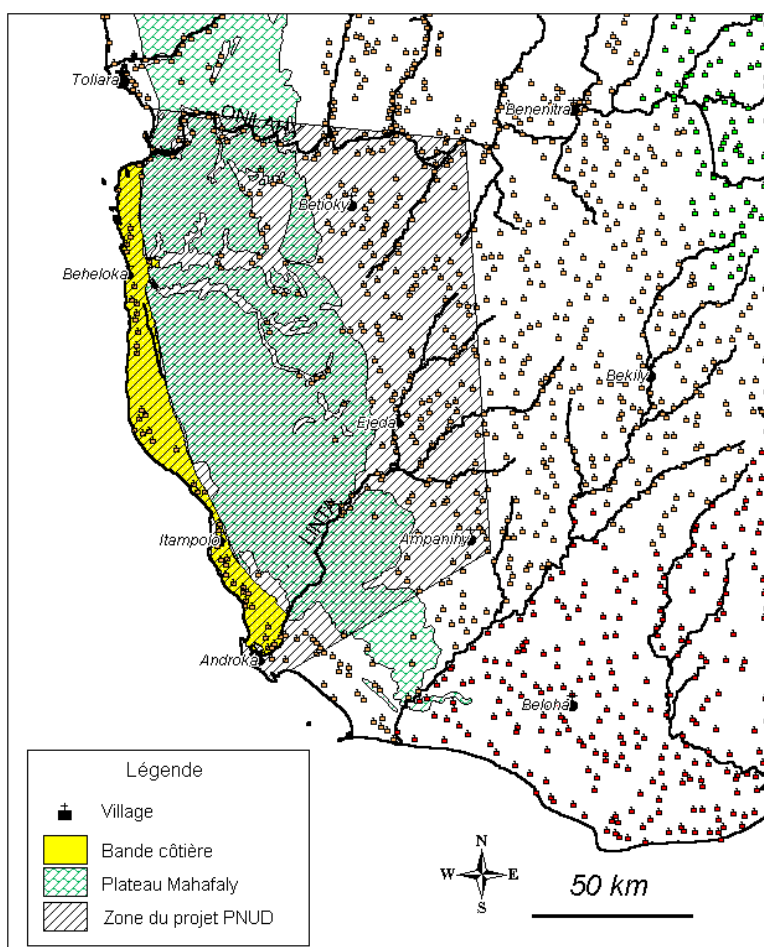


Figure I-13 : Répartition des villages dans le S-W de Madagascar (D'après la base de données, FTM 2000)

## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

Si la zone du "socle", à l'intérieur des terres est peuplée en grande partie de mahafaly agro-éleveurs, sur la bande côtière, deux groupes ethniques cohabitent et se complètent.

- Les "Tanalana", représentant un sous-groupe des Mahafaly. Ce sont les "hommes de la terre", traditionnellement éleveurs et cultivateurs, bien que cette dernière activité soit souvent relativement limitée, à la consommation locale.
- Les "Vezo", sont les "hommes de la mer". Ce peuple de pêcheurs est présent sur toute la côte du Sud et du Sud-Ouest, dans les villages répartis le long du rivage.

Depuis quelques générations, on peut voir les activités de ces deux groupes se diversifier, les Tanalana se tournant progressivement vers la pêche et les Vezo vers les cultures.

### **1.6.2. Traditions et religions**

Les ancêtres ont une place prépondérante dans le système social malgache en général. Ce sont eux qui intercèdent auprès du dieu créateur et permettent donc la prospérité des vivants. Ceci consolide les liens familiaux (lignages) et assure aux anciens le respect du aux patriarches (Lambiliotte 2000).

Ce système patriarcale est particulièrement marqué dans le Sud car cette région très sauvage est restée fidèle à sa culture ancienne. Ainsi, chaque groupe ethnique d'un village est représenté par un patriarche qui siège au conseil des anciens pour gérer les relations sociales, et parallèlement, un chef de village est responsable de l'organisation socio-politique en général. Le système administratif étatique existe pour chaque commune, autour d'une mairie, mais il n'a qu'un pouvoir décisionnel limité.

Pour celui qui ne connaît que le modèle occidental, le fonctionnement de la société du Sud Malgache peut de prime abord, se révéler totalement déroutant voire choquant. D'une manière générale et caricaturale, il semble régner au sein de ces populations, un fatalisme à toute épreuve. Ainsi, les gens semblent faire souvent preuve d'un puissant détachement vis à vis des choses matérielles, marquant la plus profonde résignation dans le cas où un bien est perdu, volé, ou cassé.

L'analyse détaillée des rapports entre les hommes, dans le Sud-Ouest malgache faite par Fauroux (1999) tend à montrer une hiérarchisation assez complexe de la société, basée sur la possession ou non de zébu. Cette forte hiérarchisation peut-être à l'origine de rivalités et de conflits sous-jacents susceptibles dans certains cas d'empêcher l'aboutissement de tout projet, même largement profitable à la communauté. Le respect des traditions passe par de nombreux interdits ou "fady", associés souvent à des lieux (interdit de construire, de creuser, de salir...sur ce lieux). Si ces "fady" peuvent paraître de prime abord sans aucun sens aux yeux de l'étranger, ils n'en sont pas moins pour une part, à l'origine d'une certaine protection de l'environnement des habitants (nul doute que la fameuse tortue terrestre "radiata" peuplant encore la zone ait été exterminée si sa consommation n'avait pas été "fady" pour une grande partie de la population locale).

La présence du christianisme est récente en particulier sur la bande côtière (quelques années pour certains villages) et est représentée par le catholicisme et le protestantisme.

Si il existe dans la majorité des villages de la bande côtière, soit un temple protestant, soit une église catholique, ou les deux dans de nombreux cas, la population reste très attachée à ses anciennes croyances et elle pratique la religion traditionnelle, basée sur la culte des ancêtres. Ainsi, la majorité des événements de la vie quotidienne (circoncision, mariage, funérailles, inauguration...) sont célébrés autour des poteaux rituels, accompagné souvent, du sacrifice de zébu.

**I.6.3. L'éducation et la santé**

Le tableau suivant regroupe quelques données concernant les principaux villages de la zone Nord de la bande côtière. Ces données m'ont été communiquées par l'ONG Aide et Actions, à Tuléar dont la mission est principalement l'éducation.

Localité	Habitants	Ethnies	Ecole	Santé
Soalara	2000 (1997)	Tanalana Vezo.	depuis 1950, 235 élèves (1997)	1 dispensaire
Anakao	3000 (1997)	Tanalana, Vezo.	depuis 1952, 285 élèves (1997)	1 dispensaire 1 cabinet privé
Maromena	780 (1995)	Vezo	depuis 1981 181 élèves (1995)	-
Ankilimivony	1030 (2001)	Tanalana	depuis 1986, 130 élèves (2001)	1 dispensaire
Beheloka	1130 (1997)	Tanalana, Vezo	depuis 1963, 163 élèves (1997)	1 dispensaire 1 cabinet privé
Ankilibory	1170 (2000)	Tanalana, Vezo	depuis 1983, 126 élèves (2000)	-
Marofijery	830 (2001)	Tanalana, Vezo	94 élèves (2001)	-

Tableau I-3 : Données sociologiques de quelques villages de la bande côtière.

Si à l'heure actuelle, les plus importants villages bénéficient tous d'une école, il faut savoir que ces écoles souvent surchargées (plus de 50 élèves par classe), ne drainent qu'une faible partie des enfants de la zone. Ces écoles ne sont de plus que des écoles primaires et pour continuer leurs études dans le secondaire, les élèves doivent aller dans les grandes villes les plus proches (Tuléar, Betioky). Les causes les plus fréquemment citées de la faible scolarisation seraient liées à (Aide et Action 2001) :

- l'absence ou la mauvaise qualité des infrastructures
- l'absence de cycle complet et/ou le travail à temps partiel
- la pauvreté des parents, leur analphabétisme
- l'absence de manuels, la mauvaise qualité de l'enseignement et l'irresponsabilité des enseignants
- la mauvaise perception du rôle de l'école et son inadaptation en milieu rural (calendrier...)

Aucun de ces facteurs ne semble toutefois prépondérant.

Ainsi, les enfants non scolarisés, restent dans le milieu familial et apprennent très vite avec leur parents, les gestes de la vie au village (pêche, artisanat, agriculture, garde des troupeaux pour les garçons, tâches ménagères et tenue d'épicerie pour les filles ...). Si ce fonctionnement permet une intégration sociale de chacun en milieu rural, en ville, certains jeunes non scolarisés, ou n'ayant pas un niveau scolaire très élevé peuvent être confrontés au chômage.

En ce qui concerne la santé, il faut savoir que la maladie est souvent perçue dans les villages comme une sorte de punition, liée au mécontentement des ancêtres ou à l'envoûtement d'une personne par un tiers. Aussi, même s'il existe quelques dispensaires de brousse sur la zone, la médecine occidentale même si elle est acceptée, n'est pas dans les habitudes des populations et de nombreux villageois ont recourt à la médecine traditionnelle (utilisation des plantes et consultation du devin guérisseur). De plus, les dispensaires fonctionnent la plupart du temps au ralenti, du fait du manque d'approvisionnement en médicaments et en matériel. Les soins qui y sont administrés sont souvent limités et la plupart du temps, inadaptés (administration de médicament anti-paludiques pour soigner une bronchite...). Quelques médecins privés, installés sur la bande côtière pratiquent une médecine "occidentale" de meilleure qualité mais plus chère.

#### **1.6.4. L'accès à l'eau**

L'accès à l'eau des habitants est un problème majeur sur la zone d'étude, tant sur le plan quantitatif que sur le plan qualitatif (d'où l'objet de l'étude). Les populations de la région et particulièrement de la plaine littorale sont confrontés quotidiennement à de très importantes contraintes pour satisfaire leur besoins en eau.

Une des contraintes majeures est la forte minéralisation des eaux de la région. Dans plusieurs villages, les habitants consomment des eaux avec une minéralisation qui dépasse de plus de 10 fois les valeurs recommandées par l'OMS (1000 mg/l). D'une manière générale, aucun point d'eau de la plaine littorale ne fournit une eau conforme à ces valeurs (cf. § VII.2.1).

Ces fortes minéralisations associées aux contraintes matérielles, sont probablement à l'origine du fait que depuis de nombreuses générations, les populations locales ne se lancent pas dans la réalisation de puits importants mais se limitent à l'exploitation de quelques points d'eau très vétustes, en plus des points d'eau naturels (avens, sources, mares...). De ce fait, le nombre des points d'eau exploités sur la plaine littorale est relativement limité (cf. § V.1).

L'accès à l'eau est donc une tâche ménagère à part entière, qui implique systématiquement un déplacement de personnes vers les points d'eau (pas d'eau courante) et qui peut prendre plusieurs heures dans une journée. Si les distances parcourues sont en moyenne de quelques centaines de mètres dans les villages bénéficiant d'un ou plusieurs points d'eau, elles varient énormément en fonction de l'emplacement du point d'eau par rapport aux habitations et dépassent fréquemment plusieurs kilomètres. Cette quête d'eau est souvent assurée par les femmes et les jeunes filles, à pied (cf. Annexe 1 : Photos 7 et 8). Elle peut faire l'objet d'un commerce, avec le transport de plus grandes quantités (centaine de litres), en charrette à zébu.

Une autre conséquence de ces contraintes est le rationnement auquel les habitants de la région se sont habitués. Leur consommation en eau est la plupart du temps, limitée au plus strict minimum (quelques litres/jours/hab., pour l'eau de boisson, de cuisine et de douche). Les eaux de plus mauvaise qualité (trop minéralisées) sont réservées aux tâches ménagères (lessives, vaisselle).

A ces contraintes liées à la minéralisation, s'ajoute malheureusement un grave problème de contamination bactérienne des ressources. La grande majorité des points d'eau exploités ne sont absolument pas protégés des contaminations externes et pire, sont utilisés à la fois pour l'alimentation des hommes et du bétail (cf. Annexe 1 : Photos 8 et 9). Cette contamination bactérienne quasi systématique des eaux est la cause de troubles sanitaires des personnes, pouvant prendre une grande ampleur (épidémie de dysenterie, de choléra).

#### **1.6.5. L'économie**

Les habitants de la bande côtière sont restés longtemps attachés à leur mode de vie traditionnel qui leur permettait de vivre en totale autarcie, les échanges se limitant pratiquement aux marchés locaux. Les activités économiques de bases sont :

- La pêche, sous de nombreuses formes (surtout pour les Vezo), au filet, à la ligne, et en plongée depuis peu de temps, pour certains poissons et fruits de mer (langoustes)
- l'élevage bovin, ovin, caprins, et de volailles (surtout pour les Tanalana)
- la culture vivrière du Manioc, du Maïs, de quelques légumineuses (courge, patate douce) et du tabac. Il est important de noter que ces cultures traditionnelles ne font absolument pas appel à de l'irrigation, elle sont simplement rythmées par les pluies.
- divers artisanats locaux comme le tissage de cordes à base de fibres sisal et la vannerie (pour les femmes de certains villages), le concassage manuel de granules et la fabrication de pilons en calcaire (pour les habitants proches de la falaise)...

## PRESENTATION GEOGRAPHIQUE GENERALE DU "Grand Sud"

A l'heure actuelle, la bande côtière est en pleine mutation et depuis très peu de temps, quelques années seulement, on peut observer un changement très rapide dans le mode de vie des habitants. Ceci s'observe particulièrement, dans la zone nord, la plus proche de Tuléar. les principaux facteurs de ce changements sont liés à l'ouverture de cette zone sur le monde extérieur, avec notamment :

- le développement du tourisme et l'installation de plusieurs opérateurs touristiques.
- la mise en place de collecteurs maritimes de produits de la mer : ces petits bateaux à moteur, collectent une partie de la pêche des villages du littoral depuis Tuléar.
- la mise en place de collecteurs automobiles de volailles, de poissons et fruits de mer, à destination des villes de l'intérieur (Betioky, Ilakaka).
- la mise en place de plantations, dans le lagon, d'algues destinées à l'exportation (produit de base pour l'industrie pharmaceutique, cosmétique, alimentaire), auxquelles certains villageois participent.
- la demande croissante de charbon de bois au niveau de Tuléar, qui pousse les villageois de la bande côtière à brûler leur forêt pour produire du charbon.

Ces nouvelles activités économiques sont provoquées par la demande de plus en plus importante au niveau des villes (notamment Tuléar) qui élargissent progressivement leur zone d'influence. Le prix de certaines denrées en ville (comme le poisson frais) peut atteindre 5 à 10 fois son prix sur la bande côtière.

La plupart de ces activités sont vraisemblablement génératrices de revenus pour les habitants de la bande côtière et certains signes tendent à montrer une augmentation du pouvoir d'achat. Ainsi, dans les importants villages situés sur les axes de transport, les habitations en planches, remplacent peu à peu, les traditionnelles cases en "vondjo" (paille). Toutefois, ce profit limité à une certaine catégorie de la population, entraîne une inflation locale assez brutale et tend à changer les rapports entre les gens. L'arrivée du tourisme et de l'argent facile s'accompagnent malheureusement comme dans la plupart des cas, d'un changement du mode de vie des habitants qui se tournent vers des activités plus lucratives, mais pas toujours bénéfiques (vols, prostitution...). La différence est vraiment frappante, selon qu'on se trouve dans un village fréquenté ou non par les touristes. On est obligé de constater également que sous l'effet de l'intensification de la pêche, les lagons près des villages deviennent moins prolifiques. Le problème du déboisement est unanimement reconnu à Madagascar, et il y a malheureusement tout lieux de croire qu'il va s'intensifier sur la bande côtière et le plateau Mahafaly avec le développement de la zone. Ainsi, les villageois de la bande côtière qui jusqu'alors ne produisaient quasiment pas de charbon de bois, autrement que pour leur propre consommation, en exportent maintenant de plus en plus vers Tuléar, au détriment de leur forêt.



*Partie II. : CADRE GEOLOGIQUE ET  
STRUCTURAL DU SUD-OUEST*

## ***II.1. Introduction***

Bien que la zone d'étude proprement dite soit plutôt focalisée sur la bande côtière, il apparaît indispensable d'avoir un aperçu au moins dans les grandes lignes, des domaines géologiques qui l'entourent. Ces grands domaines englobent à la fois les terrains du socle précambrien, et la couverture sédimentaire susjacente. Cette dernière représente en fait la partie méridionale du grand bassin sédimentaire de Morondava-Tuléar., qui repose sur le socle précambrien.

Les dépôts et la structure des terrains du "Grand Sud" témoignent d'une longue histoire géologique, ponctuée d'événements tectoniques majeurs, intimement liés à la dislocation du Gondwana, et la séparation de l'île, du continent africain. L'histoire du quaternaire est quant à elle à la base des dépôts de la plaine littorale Mahafaly, c'est pourquoi, j'y consacrerai un chapitre propre.

**II.2. Stratigraphie et aperçu sur l'histoire géologique du S-W**

La figure suivante (cf Figure II-1) présente une carte géologique simplifiée du sud-ouest de Madagascar, d'après la carte au 1/500 000 de Besairie (1972).

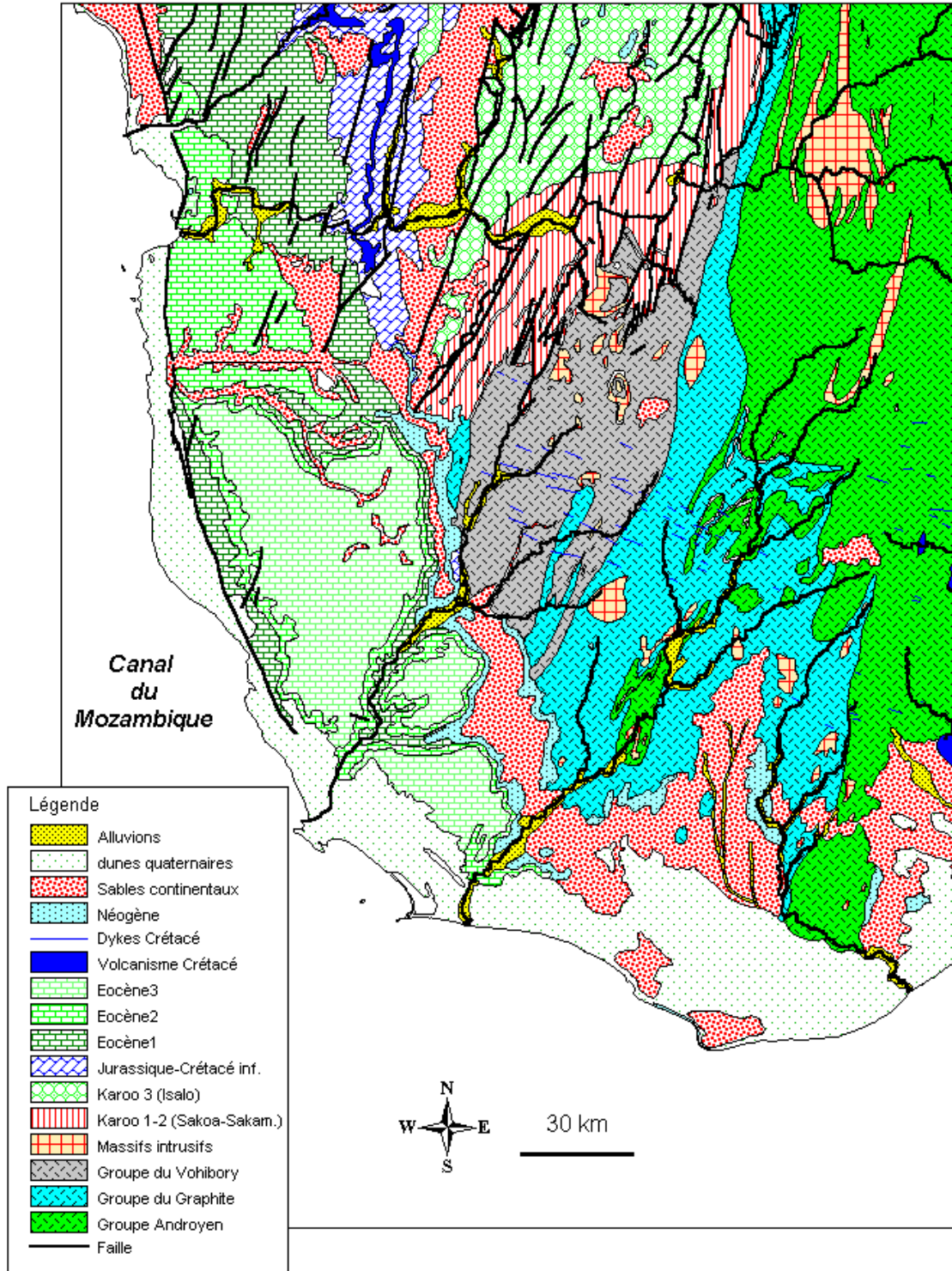


Figure II-1 : Carte géologique et structurale schématique du sud-ouest de Madagascar

### **II.2.1. Du Précambrien à la fin du Paléozoïque**

Au Précambrien, Madagascar était collé au continent africain. Sa position initiale par rapport à l'Afrique a longtemps été un problème qui n'était visiblement pas complètement résolu dans les années 1980. En effet, les auteurs de l'époque (Rechenmann 1982, Salomon 1986) évoquent encore trois possibilités.

- ✓ Certains auteurs pensent que Madagascar a toujours été là où il se situe actuellement et que le canal de Mozambique a été formé par un effondrement entre l'île et le continent Africain.
- ✓ Un modèle mobile, propose une dérive de Madagascar à partir du Mozambique.
- ✓ La plupart pensent que la grande île était au départ jointive des côtes Tanzaniennes et Kenyanes et qu'elle aurait coulissée vers le Sud-Est.

Certains travaux, dont les plus récents (Bertil & Regnault 1998, Groupe Campus "le rifting Malgache" 1999, Malod et al. 1991, Piqué et al. 1999), tendent à confirmer cette dernière hypothèse, s'appuyant sur les données paléo-magnétiques des formations permienes de Madagascar et de nombreux arguments structuraux (continuité de certains grands accidents panafricains, dans le socle malgache). Cette situation initiale de Madagascar est également compatible avec les similitudes entre les premiers dépôts sédimentaires (carbonifères supérieurs) des séries malgaches, et les séries est-africaines. Enfin, les modèles cinématiques suggérés par les données marines du canal du Mozambique permettent aussi de situer Madagascar à l'origine, le long des côtes somaliennes, tanzanienne, et kenyane.

Les terrains du socle précambrien forment la base structurale de la grande île, et y occupent les deux tiers orientaux. On les retrouve à l'est de notre zone (cf. [Figure II-1](#)). Ils se divisent en trois systèmes différents. Cette division du Précambrien a pu ultérieurement être étendue à l'ensemble de l'île :

- le **système Androyen**, à la base
  - le **système du graphite**
  - le **système du Vohybori**, au sommet
- 
- Le **système Androyen** affleure dans la partie orientale de la zone, à l'ouest du massif volcanique de l'Androy. Il est lui-même subdivisé en trois groupes dans le Sud Malgache :
    - ✓ le groupe d'Ampanrandava, constitué essentiellement de gneiss, pyroxénites, cipolins, charnockites.
    - ✓ le groupe de Tranomaro, constitué de grès calciques et magnésiens, pyroxénites, leptynites, cipolins.
    - ✓ le groupe de Fort-Dauphin, constitué de leptynites à cordiérite, et de charnockites
  - le **système du graphite** représenté dans le "Grand Sud" par le groupe d'Ampanihy serait daté d'environ 2 600 Ma (d'après Holmes et Besairie 1954, *in* Battistini 1964). La roche la plus caractéristique est la leptynite à graphite (d'où le nom du groupe), et à grenats. Il comprend aussi des charnockites, des gneiss à amphiboles, des amphibolites, des quartzites et des cipolins.
  - le **système du Vohybori** le plus récent, a été défini au mont "Vohybori" où il se superpose nettement au système du graphite. Il affleure le plus à l'ouest de la zone du socle, entre le système du graphite et les formations sédimentaires. Son âge absolu serait de l'ordre de 2 000 Ma (+/- 150

## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

000 ans). Il comprend essentiellement des leptynites, des amphibolites, des micaschistes, et des cipolins. On notera de nombreuses minéralisations comme le cuivre, qui en font un des ensembles les plus intéressants de Madagascar au niveau minier.

En surface, la tectonique du socle précambrien apparaît relativement complexe. Les séries ont été plissées et faillées lors des orogènes précambriennes. Dans tout l'Extrême Sud, l'axe de ces plissements est sensiblement méridien et les pendages des couches sont très forts voire verticaux.

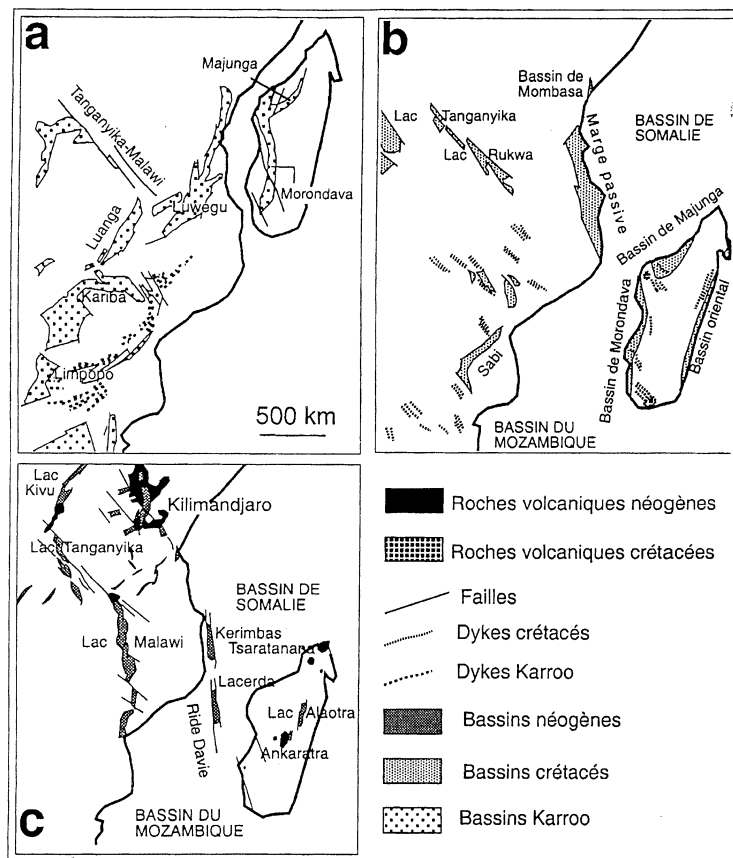
Les trois systèmes du socle sont recoupés par des massifs intrusifs et des filons de roches éruptives récentes, qui ont armé la masse plissée des schistes cristallins précambriens. Ces roches semblent avoir été mises en place lors de deux cycles distincts. Au cycle le plus ancien, se rattachent une série de roches variées (granites, granodiorites, gabbros). Les roches du deuxième cycle (essentiellement filons de quartz et pegmatites) recourent en discordance les schistes et les roches du premier cycle intrusif.

### II.2.2. La couverture sédimentaire

Les dépôts sédimentaires de Madagascar sont intimement liés à la dislocation du Gondwana. Cette individualisation de l'île, accompagnée de trois phases principales de rifting, s'est accompagnée de la création de différents bassins sédimentaires (cf. Figure II-2) :

- le rifting Karroo
- le rifting crétacé,
- le rifting néogène et actuel.

**Figure II-2 :** Situation des bassins sédimentaires de Madagascar et de l'Afrique orientale.  
(d'après Razafindrazaka et al. 1999, in Groupe Campus, 1999)



Comme évoqué en introduction, notre zone est constituée par la terminaison méridionale du grand bassin sédimentaire de Morondava-Tuléar. Les auteurs (Aurouze 1959, Karche 1961) ont subdivisé l'immense série qui le compose en une série anté-sénonienne et une série post-sénonienne. La limite entre ces deux ensembles est matérialisée par les épisodes d'épanchements basaltiques très étendus, au Crétacé supérieur. Cette distinction peut par ailleurs être justifiée du fait que les formations anté-sénoniennes n'affleurent que dans la partie nord-est de la zone, dans la région de Betioky, alors que la série "post-basaltique" qui constitue le plateau Mahafaly proprement dit est directement transgressive sur le socle cristallin au Sud.

## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

L'ensemble de la série sédimentaire peut être résumé de manière schématique par la coupe suivante (Figure II-3). Des épaisseurs sont données à titre indicatif, ce qui ne tient pas compte des variations dans l'espace et des éventuels décalages d'origine tectonique, très importants pour certains niveaux.

Ere	groupe	age	série	formation	épaisseur	sédimentation			
TERTIAIRE	SERIE POST-SENONIENNE	MAHAFALY	Quaternaire		Alluvions, édification de dunes, dépôts lacustres	de 0 à plus de 80 m	continentale		
			Régression						
			Néogène		comblements sableux, grès et argiles	150 m	continentale, lacustre		
				Miocène		calcaires et marnes		marine	
				Oligocène		calcaire marneux, marnes à huîtres, marnes à Gypses	150 m	marine / lagunaire niveaux de gypse	
				Eocène	Eocène 3	calcaires argileux, à Orbitolines	150 m	marine	
			Eocène 2		Calcaires à nummulites, grès calcaires, calcaires oolithiques	300 m	marine		
				Eocène 1					
				Transgression					
		SECONDAIRE	SERIE ANTE-SENONIENNE	KARROO	Crétacé sup.	Crétacé post-basaltique	grès calcaires petit niveau de marnes à gypse	30 m	de transition
dislocation					Coulées et filons de basaltes	30 m			
Crétacé inf.	Crétacé anté-basaltique				grès dominants, passées marines à calcaires et argiles à gypse	200 m	oscillations marine / continentale niveaux de gypse		
Transgression									
Jurassique sup.					Marnes, argiles à gypse, grès	30 m	mixte, lagunaire niveaux de gypse		
Jurassique moy.	Bemahra inf.				calcaires, calcaires argileux, intercalations gréseuses	100 m	marine		
				Transgression					
				Lias	Isalo III	alternance de calcaires / grès	?	de transition	
				Trias sup.	Isalo II	grès continentaux et argilites	?	continentale	
				Discordance	Isalo I	grès à strati entrecroisée, conglomérats	?	continentale	
				Trias inf.	Sakamena supérieure	grès à strati entrecroisée, argiles parfois salifères, psammites	500 m	lagunaires niveaux salifères	
PRIMAIRE	SERIE ANTE-SENONIENNE			KARROO	Permien Sup	Sakamena moyenne	argiles grises à Septaria	200 m	lagunaire à marine
						Sakamena inférieure	Grès schistes à débris végétaux Conglomérat de base	2500 m	continentale reprise d'érosion
			Discordance						
			Transgression		Sakoa marine	calcaires construits, oolithiques	20 m	marine	
			Permien moy		Sakoa rouge	argiles rouges, grès arkose	1400 m	continentale, semi-aride	
			Permien inf.		Sakoa houillère	grès, conglomérats, schistes à charbon à glossoptéris	100-150 m	continentale, lacustre	
			Carbonifère sup.		Sakoa glaciaire	moraines, tillites, schistes	500 m	périglacière	
		Transgression							

Figure II-3 : Série stratigraphique schématique des terrains sédimentaires du sud de Madagascar.

### **II.2.2.1. Le bassin du Karroo : le rifting afro-malgache :**

La première étape de la dislocation du Gondwana est attribuée à une longue période, du Carbonifère supérieur au début du Jurassique, appelée "rifting Karroo" (Groupe Campus "le rifting Malgache" 1999).

Au début de l'ère primaire, Madagascar se présentait comme une importante chaîne montagneuse au milieu du vaste continent afro-indien. C'est sur le flanc Ouest de cette chaîne que se sont déposés les sédiments Karroo du bassin de Morondava-Tuléar (cf. Figure II-2a). Contrairement aux formations précambriennes, ces terrains n'ont pas été plissés et n'ont enregistré que divers mouvements épirogéniques positifs ou négatifs ayant affecté le socle. Ceci est à l'origine de nombreuses discordances angulaires entre les couches marines et continentales.

Cette formation du Karroo, qui atteint 9000 mètres d'épaisseur à son maximum correspond à un vaste bassin de subsidence, qui se développe complètement, au Nord-Est de notre secteur en bandes successives.

On y distingue trois séries, du Carbonifère supérieur au sommet du Lias :

- La Sakoa (2000m), avec à la base, une série glaciaire gondwanienne attribuée au carbonifère supérieur, suivie de la série houillère du Permien et d'une série rouge. Le groupe se termine par un petit épisode de transgression marine au Permien moyen.
- la Sakamena (3000m), en discordance de 10 degrés sur la Sakoa, comporte à la base une puissante série shisto-gréseuse du Permien supérieur, suivie d'argiles à septaria correspondant vraisemblablement au Trias inférieur. La fin de la série correspond à des dépôts lagunaires, avec des niveaux d'argiles salifères.
- l'Isalo correspond à un vaste ensemble de dépôts continentaux, de la fin du Trias et du début du Lias. Le sommet de l'Isalo comprend quelques bancs de calcaires et marque le retour à une sédimentation de type marine. Une petite discordance de quelques degrés sépare ce groupe de la Sakamena.

Globalement, on peut considérer que la série des dépôts de cette époque correspond assez bien à la trilogie classiquement observée lors d'un rifting aboutissant à la création d'un bassin océanique même si, il faut noter que de nombreux niveaux marins sont présents très bas dans la colonne du bassin de Morondava. Ceci semble témoigner d'un envahissement marin précoce, à l'intérieur d'une zone déjà affaissée au Permien moyen. L'établissement lent mais définitif de la mer ne s'effectuera qu'au Jurassique Moyen avec :

- ✓ des séries fluviatiles synrift, à la base
- ✓ des couches marines confinées, typiquement salifères
- ✓ des niveaux souvent carbonatés de plate-forme marine au sommet.

C'est une tectonique extensive qui a contrôlé les dépôts du Karroo, comme en témoignent à la fois les variations de faciès et l'accroissement des épaisseurs en direction des failles normales, dans le bassin de Morondava-Tuléar. Ce n'est plus le cas au Jurassique moyen. Ainsi globalement, les dépôts Karroo correspondent à la série syn-rift alors que les dépôts ultérieurs constituent la série post-rift.

### **II.2.2.2. La série post-rift du Jurassique**

A partir du Jurassique moyen, l'ouverture sub-méridienne des espaces océaniques du bassin de Somalie et du bassin de Mozambique entraîne un coulisement de Madagascar encore lié à l'Inde, vers le Sud, le long d'une zone faillée transformante située à l'emplacement de la ride de Davie. Cette phase durera jusqu'au Crétacé supérieur.

## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

Les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur affleurent en bandes successives sur la bordure Est du plateau Mahafaly au nord-ouest de Betioky. Le Jurassique marque une tendance générale à la sédimentation marine (calcaires à polypiers du Jurassique moyen), même si on y trouve ponctuellement des dépôts continentaux ou lagunaires (niveaux à gypse).

Le Crétacé inférieur, quand à lui est plutôt à dominante continentale et épicontinentale. La encore, on signale plusieurs niveaux gypsifères.

### **II.2.2.3. le rifting crétacé : la séparation de l'Inde**

Le coulisement du bloc indo-malgache vers le Sud cesse au moment où s'effectue la séparation entre l'Inde et Madagascar. Le bassin océanique de Somalie devient alors fossile alors que celui des Mascareignes s'ouvre au nord-est de l'île. Dans le canal du Mozambique, les structures méridiennes de la ride de Davie sont alors remobilisées en failles normales, avec une tectonique en horsts et grabens.

Cette phase de rifting est accompagnée d'une importante activité magmatique, tant effusive qu'intrusive. Celle-ci est à l'origine de la mise en place de très nombreux dykes basiques (doléritiques et basaltiques (Labradorites, Sakalavites)) ou acides (rhyolitiques), au sein du socle précambrien, et de l'épanchement des coulées volcaniques, du massif de l'Androy (cf. Figure II-2b). Dans les terrains sédimentaires de l'Ouest, les coulées recouvrent directement les grès du Santonien, dans la vallée de l'Onilahy, où elles ont une épaisseur de l'ordre de 40 m. Elles se poursuivent de manière relativement continue vers le Sud, jusqu'au parallèle de Betioky où elle disparaissent par faille et par recouvrement du Crétacé supérieur (Maestrichtien), transgressif sur l'Isalo.

Dans le bassin de Morondava, l'accroissement de la puissance des séries mésozoïques vers l'ouest traduit la poursuite de la subsidence et le basculement dans cette direction de la plate-forme ouest-malgache.

Le rifting indo-malgache pourrait avoir pour origine, l'arrivée d'un panache mantellique, par le passage de Madagascar sur un point chaud (point chaud actuel de Marion). Il se serait poursuivi ensuite dans un contexte de tension Est-Ouest, responsable d'un étirement dans la même direction et de la mise en place de nombreux dykes.

### **II.2.2.4. Les terrains post-basaltique : le plateau Mahafaly**

Après l'épisode volcanique, se dépose toute la série marine du Crétacé supérieur à la fin du Tertiaire. Du fait de l'omniprésence d'une carapace calcaire importante ou du remplissage sablo-argileux des dépressions du plateau Mahafaly, les affleurements de roche en place y sont rares et essentiellement visibles dans les vallées ou les cuestas de bordure.

Le Crétacé "post-basaltique" est bien visible, sur les basaltes, au niveau de la vallée de l'Onilahy. L'importance des affleurements diminue vers le sud, localement masqué par les "carapaces sableuses". On ne retrouve plus que les niveaux les plus récents (Maestrichtien), dans la coupe de la Linta, aux alentours d'Ejeda où il repose directement sur le socle. La largeur d'affleurement de cette formation (environ 5 km), avec une faible épaisseur (30 m), suggère un faible pendage vers l'Ouest (Arouze 1959).

La transition avec le Tertiaire est marquée par des faciès lagunaires avec des niveaux de gypses. Le Tertiaire constitue l'ensemble du plateau calcaire Mahafaly, qui s'étend entre l'Onilahy et la Menarandra.

Il est représenté par les terrains de l'Eocène.

On y distingue globalement :

Un Eocène inférieur, (E1) rattaché à l'Yprésien, essentiellement calcaire mais plus ou moins gréseux vers le nord, à Lithothamniées et quelques alvéolines. Il affleure essentiellement dans la partie septentrionale du plateau, sur ses versants et dans les vallées.



## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

Un Eocène moyen (E2), rattaché au Lutétien, à Alvéolines, Orbitolines et Nummulites, surtout constitué par des calcaires et des calcaires argileux, sur une épaisseur de 100 à 150m.

Un Eocène supérieur (E3), à huîtres qui comprend des niveaux marneux. Il se développe bien dans la partie méridionale et orientale du plateau Mahafaly

Même s'il est marqué par une sédimentation à tendance franchement marine, la fin de la série contient des formations gypsifères.

Le Miocène n'est par contre pas connu sur notre zone d'étude proprement dite, il n'est représenté qu'au Nord de l'Onilahy au S-E de Tuléar, à plus de 200m d'altitude, (montagne de la table, De St OURS, 1955 in Salomon 1986), et à l'extrémité du Cap Ste Marie, au Sud.

### **II.2.2.5. Le rifting néogène à actuel**

Les observations réalisées dans les structures de la chaîne de Davie (Malod et al. 1991) montrent que cette région a subi, à partir du Miocène moyen, un basculement vers l'Est et une extension générale de direction NW-SE. De récents travaux effectués sur la croûte de Madagascar (Rakotondraompiana et al. 1999), montrent par ailleurs, une remontée du manteau supérieur avec un amincissement de la lithosphère, à la verticale de l'île.

Un certain nombre d'observations géomorphologiques, à toute échelle, montrent que la partie occidentale de l'île a subi un basculement d'ensemble vers l'Ouest, à la faveur d'une réactivation d'anciennes failles sub-méridiennes.

Dans le socle cristallin, l'extension E-W se manifeste au niveau de quelques bassins faillés comme le lac Alaotra (cf. Figure II-2c). De même, l'axe de l'île a été le siège de manifestations volcaniques récentes, à l'origine de grands massifs alignés selon un axe sub-méridien, de la montagne d'Ambre à l'Ankaratra.

Dans le bassin de Morondava, ce basculement apparaît relativement récent car il affecte les couches quaternaires et modifie le tracé hydrographique (Piqué et al. 1999, Salomon 1986).

Du point de vue stratigraphique, les dépôts du Néogène continental peuvent recouvrir indifféremment les terrains du socle (à l'Est), et les terrains sédimentaires à l'Ouest. Ils sont constitués en partie par des épandages détritiques en avant des aplanissements rocheux de l'intérieur. On notera la prédominance des sables argileux, grès et des argiles bariolées, avec parfois des intercalations de poudingues. Il est présent dans l'ensemble de la "dépression périphérique" du plateau, où son épaisseur peut être de l'ordre de 150 m et où il vient butter contre la cuesta éocène. Il participe au remblaiement des réseaux hydrographiques fossiles dont le couloir d'Itombona, et la cuvette d'Ankazomanga.

### **II.2.3. Précision sur les paléoclimats et la stratigraphie du Quaternaire**

Les dépôts du Quaternaire nous intéressent particulièrement car ils constituent la quasi totalité des terrains de la plaine côtière. De ce fait, il me paraît important, de détailler dans ce chapitre les divers résultats acquis précédemment sur le quaternaire. La géologie de la bande côtière proprement dite sera abordée, en intégrant les éléments acquis au cours de mon étude, dans un chapitre suivant.

Notons dès à présent que la limite entre le Pliocène et le Quaternaire n'est pas bien nette à Madagascar. C'est l'une des raisons pour laquelle R. Battistini a créé le terme "d'Aepyornien", regroupant tous les terrains postérieurs au Néogène, dans lesquels on retrouve fréquemment des fragments de coquilles d'œufs d'Aepyornis<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> L'Aepyornis est un grand ratite fossile, disparu il y a quelques siècles (les premiers explorateurs occidentaux en auraient vu). A l'heure actuelle, on retrouve très fréquemment les débris de coquilles de ses œufs, dans les sables et les grès quaternaires.

### **II.2.3.1. Paléoclimats du Quaternaire**

Les études régionales du Quaternaire, faites lors des dernières décennies, dans l'extrême Sud (R. Battistini, de 1959 à 1980 *in* Salomon, 1986), sur le versant occidental (Hervieu, 1963 à 1966 et Sourdat, 1977 *in* Salomon, 1986), sur les hautes terres (Bourgeat, 1970 *in* Salomon, 1986), et dans l'extrême Nord (Rossi, 1977 *in* Salomon, 1986), ainsi que diverses études locales ont permis d'attribuer aux formations quaternaires, des significations paléoclimatiques traduisant une alternance de périodes pluviales et de périodes plus sèches, (pluviaux et displuviaux), parfois bien marquées et souvent liées aux variations du niveau marin.

La majorité de ces travaux et les niveaux repères définis, ne permettent pas de mettre en évidence d'indices d'éventuels mouvements néotectoniques. Du fait de la complexité de l'histoire quaternaire, il apparaît assez difficile de prendre en compte cette dimension, néanmoins, je discuterai de cette possibilité ultérieurement (cf. § IV.3.2.1).

J. N. Salomon donne une synthèse des travaux antérieurs proposant la chronologie suivante des évènements du Plio-Quaternaire (cf Figure II-4).

#### **II.2.3.1.1. Le Pliocène**

Le Pliocène correspond à une grande régression marine qui se prolongera jusqu'au début du Quaternaire. Un climat sub-aride favorise une sédimentation détritique importante néogène, issue d'un grand aplanissement fini-tertiaire.

#### **II.2.3.1.2. Le Quaternaire ancien : Pléistocène inférieur**

Il semble admis que la transition Plio-Quaternaire a été marquée par une période relativement humide ou "Pluvial tatsimien", qui a permis une altération assez poussée voire la latérisation des terrains du socle mais aussi des dépôts néogènes. Le début du pluvial tatsimien correspond à la fin de la grande régression fini-Pliocène. Des conditions alors assez exceptionnelles (abaissement du niveau de base, compétence accrue des cours d'eau, charge abrasive importante), étaient réunies pour générer au niveaux des thalwegs, des creusements très efficaces. C'est vraisemblablement à cette époque que s'est achevée, l'incision des grands réseaux hydrographiques.

Sur le littoral, la transgression marine qui suit (tatsimienne) atteint son maximum à une altitude de + 3 m à + 4 m, selon Battistini, dans l'Extrême Sud. Elle correspond au dépôts de la base marine de la "Grande Dune".

Le quaternaire ancien s'achève par un displuvial très sec ou "displuvial tatsimien" qui voit la récurrence et l'importance des précipitations diminuer fortement. Le couvert forestier se dégrade, les sols sont moins protégés et des phénomènes d'indurations ont pu apparaître : cuirassement des tables gréseuses et encroûtement des plateaux calcaires et des glacis situés en aval des formations carbonatées.

Parallèlement, le niveau marin s'abaisse, permettant l'émergence de la plate-forme continentale, à l'origine de l'édification de la Grande Dune post-tatsimienne. La régression a été suffisamment importante et généralisée pour permettre l'édification d'amas dunaires dans toute l'île.

CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

	AGES ABSOLUS ( Océan Indien )	TERMINOLOGIE MADAGASCAR	SEQUENCES CLIMATIQUES ( Pluviaux - Displuviaux )	NIVEAUX MARINS	REPERES UNIVERSELS ( Correspondance hypothétique )	
					AFRIQUE DE L'EST	EUROPE
INFERIEUR		Charnière plio - aepyornienne	<i>DISPLUVIAL</i> <i>Sub - aride</i>	<i>Grande régressions</i> <i>fini - pliocène</i> (Pré - tatsimienne)	<i>INTERPLUVIAL</i>	<i>DONAU</i>
	PLEISTOCENE	2,20 ± 0,30 MA Nord - Madagascar ( Rossi, 1980 )	TATSIMIEN ( Battistini )	PLUVIAL Maximum transgressif + 3 à - 4 m au Cap Ste Marie (Battistini)	KAGUERIEN	INTERSTADE
		<i>DISPLUVIAL</i> <i>Très sec</i>		Maximum régressif	<i>INTERPLUVIAL</i>	<i>GÜNZ</i>
MOYEN	400 000 ± 100 000 Nord - Madagascar ( Rossi, 1980 )	ANTSIRANIEN ( Rossi )	PLUVIAL ( Ambvombien de Battistini ? )	Maximum transgressif	KAMASIEN	INTERSTADE
			<i>DISPLUVIAL</i>	Maximum régressif	<i>INTERPLUVIAL</i>	<i>MINDEL</i>
PLEISTOCENE	240 000 + 70 000 - 40 000 Sun Sand Beach Kenya ( Battistini, 1977 )	IVOVOINIEN ( Rossi )	PLUVIAL Très humide (Premoramangien - Bourgeat Ambvombien)	Maximum transgressif + 10m (Rossi)	KANJERIEN Niveau Upper Mombassa II	INTERSTADE
			<i>DISPLUVIAL</i> <i>Très sec</i> (Moramangien - Bourgeat)	Maximum régressif -20 à -30m (Montagioni - Riunt)	<i>INTERPLUVIAL</i>	<i>RISS I</i>
SUPERIEUR	150 000 Seychelles, Glorieuses ( Veeh, 1966; Battistini 1977 )	KARIMBOLIEN I ( Battistini )	Phase humide	Haut niveau de stagnation + 2 à + 4 m	Phase humide	INTERSTADE
			<i>Oscillation sèche</i>	<i>Pulsation régressive</i>	<i>Oscillation sèche</i>	<i>RISS II</i>
PLEISTOCENE	120 000 ( Battistini, Stoddart, Labeyrie, Thomson et Walton )	KARIMBOLIEN II ( Battistini )	Oscillation humide (Ankitrien - Battistini)	Haut niveau transgressif + 2 à 6 m ?	Oscillation humide	INTERSTADE
			<i>Oscillation sèche</i>	<i>Pulsation régressive</i>	<i>Oscillation sèche</i>	<i>WÜRM I</i>
SUPERIEUR	100 000 à 80 000 ( Battistini - Montagioni )	KARIMBOLIEN III ( Battistini )	Oscillation humide	Haut niveau de stagnation - 20 ± 5 m	GAMBLIEN I Thompson, Dodson 70 000 BP	INTERSTADE
			<i>DISPLUVIAL</i> ( Sambainien - Bourgeat )	<i>Pulsation régressive</i>	<i>INTERPLUVIAL</i>	<i>WÜRM II</i>
PLEISTOCENE	40 000 35 000	IRODIEN ( ROSSI )	PLUVIAL humide (Lavanonien - Battistini) (Post-Sambainien - Bourgeat)	Maximum transgressif - 10m	35 000 (Gresse 1985) GAMBLIEN II 25 000 - 30 000 BP	INTERSTADE
			<i>DISPLUVIAL</i> (Vavatenien - Bourgeat)	Maximum régressif - 120 à - 100 m ? - 30 à - 25 m	180 000 (Gresse 1985) Phase sèche 20 000 - 120 000 (Rognon 1976)	<i>WÜRM III</i>
HOLOCENE	10 000 8 900 ( Battistini ) 6 700 fin Lavanono ( Battist. ) 3 800 ( Bourgeat ) 3 700 ( Battistini )	FLANDRIEN ( Post - Vavatenien - Bourgeat )	PLUVIAL	- 20m	MAKALIEN	POST GLACIAIRE
			<i>ARIDIFICATION</i>	Maximum transgressif + 1,5m (Fénériver)	<i>Petite oscillation sèche</i>	
ACTUEL	2 250 ( Battistini ) 1 090 ( Verin ) 980 ( Battistini ) 0 BP	SUB - ACTUEL ET ACTUEL	Légère phase humide	Régression post-flandrienne Baie des Niveau + 1,3m Gattons	NAKURIEN	RECHAUFFEMENT
			<i>ARIDIFICATION</i>	Niveau + 0,5m Itampolo Niveau très légèrement inférieur au 0 Tendance à la remontée	<i>Aridification</i>	

Figure II-4 : Tentative de synthèse des événements paléo-climatiques du Plio-Quaternaire (d'après Salomon 1986)

### II.2.3.1.3. Le Quaternaire moyen : Pléistocène moyen-supérieur

Cette période apparaît un peu plus complexe, notamment, si l'on se réfère à la terminologie de Rossi (1977 *in* Salomon 1986). En effet, même si elles semblent s'inscrire de façon adéquate dans ce que l'on connaît des séquences africaines et européennes, les deux périodes qu'il introduit (Antsiranien et Ivovonien), ne semblent pas bien marquées dans l'Extrême Sud.

En reprenant ce schéma de Rossi, le Pluvial Antsiranien serait à l'origine d'une importante ablation des versants, favorisée par un ruissellement accru. La reconquête de la forêt bloque ensuite cette évolution alors que s'amorce une pédogenèse importante avec des phénomènes de karstification.

Le displuvial Antsiranien et la régression correspondante ne semble pas avoir laissé de trace importante dans le sud de l'île.

Le pluvial Ivovonien est mieux marqué, avec le dépôt le long des axes hydrographiques d'une haute terrasse à galets parfaitement identifiée dans l'Extrême Sud, et dans le Sud-Ouest. Ce pluvial s'accompagne d'une nouvelle transgression marine dont l'importance est discutée. Rossi lui attribue un niveau à +10 m, qui n'a été décelé ni dans l'Extrême Sud, ni dans l'Ouest.

le displuvial suivant s'accompagne d'une régression responsable de l'édification de la "dune blanche grésifiée" de Rossi.

Le pluvial et la grande transgression suivants ont par contre été nettement marqués dans le Sud, avec un niveau de stagnation marin à +2 à +4 m (niveau karimbolien). Ce grand pluvial est sans doute à l'origine de la formation des derniers sols ferrallitiques et de la rubéfaction des systèmes dunaires existants.

Des travaux ultérieurs à la thèse de Battistini (notamment du même auteur) ont conduit à subdiviser le Karimbolien en trois séquences issues d'oscillations climatiques et marines. Les auteurs distinguent ainsi trois hauts niveaux qui ont été datés.

- Le Karimbolien KIII, à -20 +/- 5m, daté de 100 000 à 80 000 ans (Battistini ; Montagnoni *in* Salomon ; 1986)
- Le Karimbolien KII, à +2 à +6m, daté de 120 000 ans (Battistini ; Stoddart ; Thomson et Walton *in* Salomon ; 1986)
- Le Karimbolien KI, à +2 à +4m, daté de 150 000 ans (Battistini ; Veeh *in* Salomon ; 1986)

La fin du Quaternaire moyen est marquée par une phase nettement plus humide que Battistini a nommé le "Lavanonien". Elle serait à l'origine du creusement de nombreux "Lavaka" (trous) et "Sakasaka", (thalwegs) et du dépôt d'une terrasse moyenne dans les grands fleuves du Sud et de l'Ouest. Le displuvial suivant, accompagné d'une régression serait responsable du dépôt de la dune Q2.2 dans la plaine de Tuléar (Sourdat 1976).

Battistini (1964) attribue à cette phase régressive anté-Flandrienne, le creusement des avens dans les terrains quaternaires de la bande côtière (aven Vintany).

### II.2.3.1.4. Le Quaternaire récent : Holocène

L'Holocène débute par une phase humide bien marquée, le pluvial Flandrien, qui s'accompagne de la poursuite de la remontée générale du niveau marin (transgression Flandrienne). On s'accorde en général pour situer le dernier maximum glaciaire, et donc le début de la remontée du niveau marin vers 18 000 ans BP. A partir de 10 000 BP, la remontée est rapide passant de -45 m voire jusqu'à -120 m), à un niveau proche de l'actuel, entre 6000 et 5500 BP, selon une courbe asymptotique (Salomon, 1986).

En même temps, l'humidification se poursuit. La mer envahit les estuaires et les zones déprimées qui se combrent de matériaux beaucoup plus fins, au fur et à mesure du développement du couvert végétal. L'ennoyage du littoral est considérable, le réseau lagunaire tend à s'accroître, soutenu par les apports continentaux (sables et argiles).

## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

A partir de 6000 ans BP, les oscillations du niveau marin ont été minimales, à +/- 2 m par rapport à l'actuel. Sans rentrer dans les détails de ces petites variations, on peut évoquer, un haut niveau, de +1.1 m à +1.4 m, marqués notamment par diverses encoches de corrosions, daté de 3740 +/- 90 ans BP. Les quelques siècles précédant la période actuelle montrent que la résultante des légères mais indiscutables oscillations doit être considérée comme faiblement positive.

### II.2.3.1.5. Les problèmes liés à la disparition des sub-fossiles

Sur le littoral du Sud-Ouest malgache, les sites à gisements de restes de sub-fossiles sont nombreux mais peu ont été examinés. Ils se situent presque toujours, en arrière du cordon dunaire, là où marécages et lagunes pouvaient se former. On y trouve notamment ; des restes d'hippopotames, de tortues géantes, de grands ratites (dont l'Aepyornis), ainsi que de grands lémuriers aujourd'hui disparus. L'ensemble des datations effectuées au radiocarbone ont donné des âges inférieurs à 3000 ans (Battistini et Verin : 1966, Mahe et Sourdat : 1970 in Salomon ; 1987). Sur notre zone, on peut évoquer des ossements d'hippopotames, retrouvés au sein d'une dépression hydromorphe, dans la région d'Itampolo et datés de moins de 1000 ans.

Ces vertébrés sub-fossiles ont donc disparu assez brutalement, la cause étant sans doute à rechercher dans la combinaison de divers facteurs dont Salomon retient essentiellement :

- ✓ l'aridification du climat qui apparaît dès 3700 ans BP et dont le corollaire est le tarissement des nappes, le colmatage et l'assèchement des dépressions littorales.
- ✓ l'action humaine (chasse et destruction de l'habitat) qui a pu agir comme catalyseur et accélérer l'extinction de la faune.

### II.2.3.1.6. La question de la tendance actuelle à l'assèchement.

La discussion de la possibilité d'un assèchement actuel du climat dans le Grand-Sud nous intéresse particulièrement car il serait intimement lié aux problèmes de la ressource en eau.

En l'absence de chroniques météorologiques ou hydrologiques suffisamment ancienne, l'approche chiffrée du problème n'est guère possible. Aussi Salomon énumère divers arguments historiques :

- ✓ A l'heure actuelle, de nombreux fleuves se perdent totalement bien avant d'arriver au littoral. Ce n'est qu'exceptionnellement, que de grandes crues atteignent la mer. Or, leur cours ancien demeure significativement bien marqué dans les sables de la plaine côtière.
- ✓ Dans le Sud-Ouest, on sait aussi que la rivière Befandriana a été pérenne jusqu'en 1934 alors qu'elle est presque toujours sèche maintenant. De même, la Maharivo permettait l'irrigation des rizières jusqu'à la fin des années 50, ce qui n'est plus le cas.
- ✓ La carte topographique de Tuléar au 1/100 000, de 1951, indique le Fiherenena comme pérenne, ce qui n'est plus le cas.
- ✓ Enfin, d'après les populations locales, de nombreuses rivières intermittentes autrefois ont cessé de couler, même en saison des pluies.
- ✓ Les modes de cultures pluviales, ont été remplacés peu à peu par des cultures de décrue, comme dans la vallée de l'Onilahy.

D'autres arguments hydrogéologiques existent aussi :

- ✓ D'après les quelques études dont on dispose (Arouze 1959, Domergue 1970), le niveau piézométrique des nappes au sud de l'Onilahy aurait tendance à baisser.
- ✓ De même, le débit des sources au nord de l'Onilahy n'a cessé de diminuer de l'ordre de 2/3 de 1920 à 1976 pour la plupart. On notera aussi une chute très importante de 80% du débit entre 1932 et 1970 pour la source de Ranozaza, (Salomon, 1986).

## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

Sans toutefois l'exclure totalement, Salomon, attribue ces manifestations, d'avantage aux conséquences de l'énorme déforestation dans l'arrière pays, qu'à un assèchement général du climat.

J'ai pu obtenir au service météorologique de l'aéroport de Tuléar les données météorologiques concernant les 20 dernières années (1980 à 2001). durant cette période, on ne met pas en évidence de fléchissement significatif de la courbe cumulée de la pluie. De même la moyenne calculée sur cette période de la pluviosité annuelle donne une valeur de 351.9 mm. Elle s'avère être identique à celle calculée par Aurouze en 1957 sur une période de 25 années (352 mm).

Sur la période récente de plus d'un demi-siècle, on ne met donc pas en évidence de variation significative de la pluviométrie sur la zone de Tuléar.

### II.2.3.2. Stratigraphie des systèmes dunaires littoraux

Les variations paléo-climatiques du Quaternaire se sont matérialisées dans les domaines littoraux par l'édification et l'altération successive de grands systèmes dunaires distincts, plus ou moins récents (à la base même des travaux de reconstitution paléo-climatiques, dans le sud-ouest de l'île).

Dans la région de Tuléar, Sourdat (1976) a distingué quatre systèmes dunaires, se fossilisant les uns les autres :

- une dune ancienne, à sols rubéfiés, avec des horizons de calcaires consolidés (Q1),
- une dune au relief oblitéré et de teinte roux foncé (Q2.1)
- une dune parabolique, peu vigoureuse de couleur roux clair (Q2.2),
- une dune beige, récente (Q3).

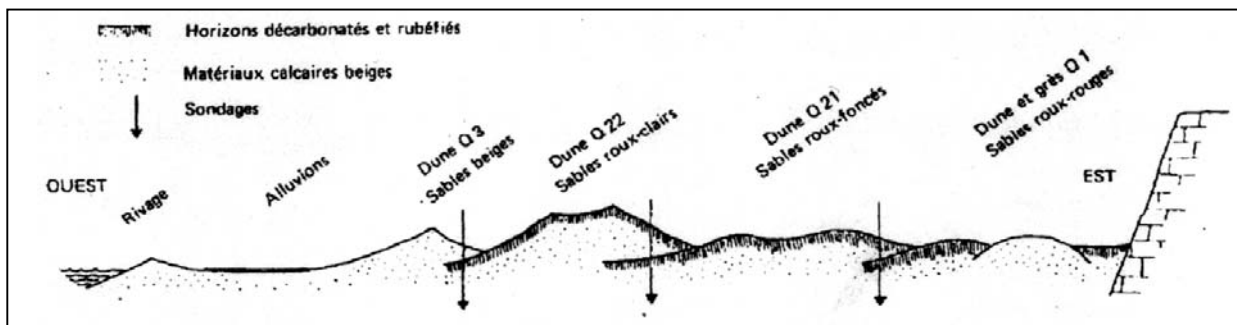


Figure II-5 : Stratification des horizons dunaires sur la plaine littorale de Tuléar (Sourdat 1976)

Dans le Grand Sud, Battistini (1964) a identifié trois principaux systèmes successifs, en s'appuyant particulièrement sur des observations faites au sud de notre zone (plateau Karimbola) :

- la grande dune rouge, qu'il nomme "Tatsimienne"
- la petite dune jaune, qu'il nomme "Karimbolienne"
- la dune bordière beige, récente qu'il nomme "Flandrienne".

Les évolutions minéralogiques décrites par Sourdat pour les sables de la plaine côtière de Tuléar, confrontées aux observations de Battistini dans le Sud montrent que les différents systèmes dunaires ont subi des altérations différentes, marquées pour les épisodes anciens par la décalcification et la rubéfaction. On peut corréler de façon satisfaisante Q1 avec la grande dune "Tatsimienne", Q2.1 et Q2.2 représenterait deux générations de la petite dune "Karimbolienne", Q3 peut-être assimilé à la dune "Flandrienne".

- A Q3, correspondent des sables beiges contenant du quartz, calcite, et des argiles (attapulgite, kaolinite, chlorite, illite, montmorillonite)

## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

- A Q2.2 correspondent des sables roux clairs avec une proportion beaucoup plus faible de calcite et d'argile, mais la présence de fer amorphe,
- A la dune Q2.1 correspondent des sables roux foncés réduit au quartz, à la kaolinite et au fer amorphe
- A Q1 correspondent des sables roux rouges réduit au quartz et au fer amorphe

Chacune de ces séries dunaires commence théoriquement par une base de dépôts marins, correspondant à une transgression de quelques mètres. A partir de coupes littorales de la région du cap Ste-Marie et d'observations sur notre zone, Battistini adopte le schéma suivant, d'organisation stratigraphique des systèmes dunaires (les cotes sont données en mètres par rapport au niveau maximum des mers actuelles)

### Le Tatsimien

La base marine tatsimienne (représentée au niveau du Cap Ste Marie par des minces poudingues, et des calcaires à fossiles marins, très durs) se situerait à une côte de +2 m. Elle est recouverte par une très importante série dunaire de plusieurs centaines de mètres, traduisant une importante régression. Les sables de cette grande dune contiennent une faune à mollusques continentaux (Clavators ) et débris d'œufs d'Aepyornis. Ils ont été grésifiés, avec cimentation calcaire, puis rubéfiés en surface. Les seuls représentants de cette "Grande Dune", sur notre zone seraient les importants amas grésio-sableux, qui recouvrent la falaise du plateau Mahafaly, au niveau des villages d'Ankazoabo, et au sud d'Itampolo. Selon Battistini (1957), les dépôts de la "Grande Dune" auraient également été atteints à une trentaine de mètres de profondeur, dans le puits de Nisoa (Au sud d'Itampolo). Il en déduit que cette formation doit constituer le soubassement de l'ensemble de la bande côtière.

### Le Karimbolien

La série karimbolienne plus récente commence aussi par des dépôts marins, bien représentés sur notre zone, par les affleurements de plages fossiles dans la région d'Itampolo. Il s'agit de débris récifaux et de calcaires gréseux très indurés, situés à + 3 ou 4 m. Les dunes Karimboliennes n'ont pas formé de reliefs aussi imposants mais elles ont couvert une grande surface en contrebas des talus grésio-calcaires tatsimiens, contre lesquelles elles sont venues s'appuyer, en discordance. Cette dune grésifiée contient également une faune à Clavators et débris d'œufs d'Aepyornis mais elle est moins rubéfiée et se distingue de la dune Tatsimienne par sa nature moins calcaire et plus siliceuse.

### Le Flandrien

La dune flandrienne recouvre sporadiquement, la dune karimbolienne, à partir du littoral. Elle n'est pas du tout grésifiée et est à l'origine de la formation de dunes non fixées.

En général, les systèmes dunaires originels ne sont pas visibles à l'affleurement car ils sont recouverts par une "carapace sableuse", issue de leur altération. Le mélange de ces divers sables rend parfois difficile la délimitation des générations de dunes.

De plus, si ces systèmes dunaires constituent l'ossature structurale et stratigraphique de la bande côtière, ils sont aussi le siège d'autres dépôts, intercalés. Les paléo-environnements sur la bande côtière ont connus d'importantes variations au cours du Quaternaire. En arrière des dunes, ont pu se former, des lacs, des marais, où ont pu se déposer, des sables, des argiles, des vases marines. A de nombreux endroits, une carapace calcaire plus ou moins étendue à recouvert partiellement, ces différentes formations. Des épisodes plus humides (Lavanonien de Battistini) ont également permis la formation de dépôts alluvionnaires continentaux de piedmonts.

### II.3. Structure et tectonique du S-W

#### II.3.1. Structure profonde

De l'Onilahy, au cap Ste-Marie, les données gravimétriques de la zone permettent en donnant une idée de la profondeur du socle, de diviser le bassin sédimentaire de Morondava en deux parties (Besairie, 1972), (cf Figure II-6) :

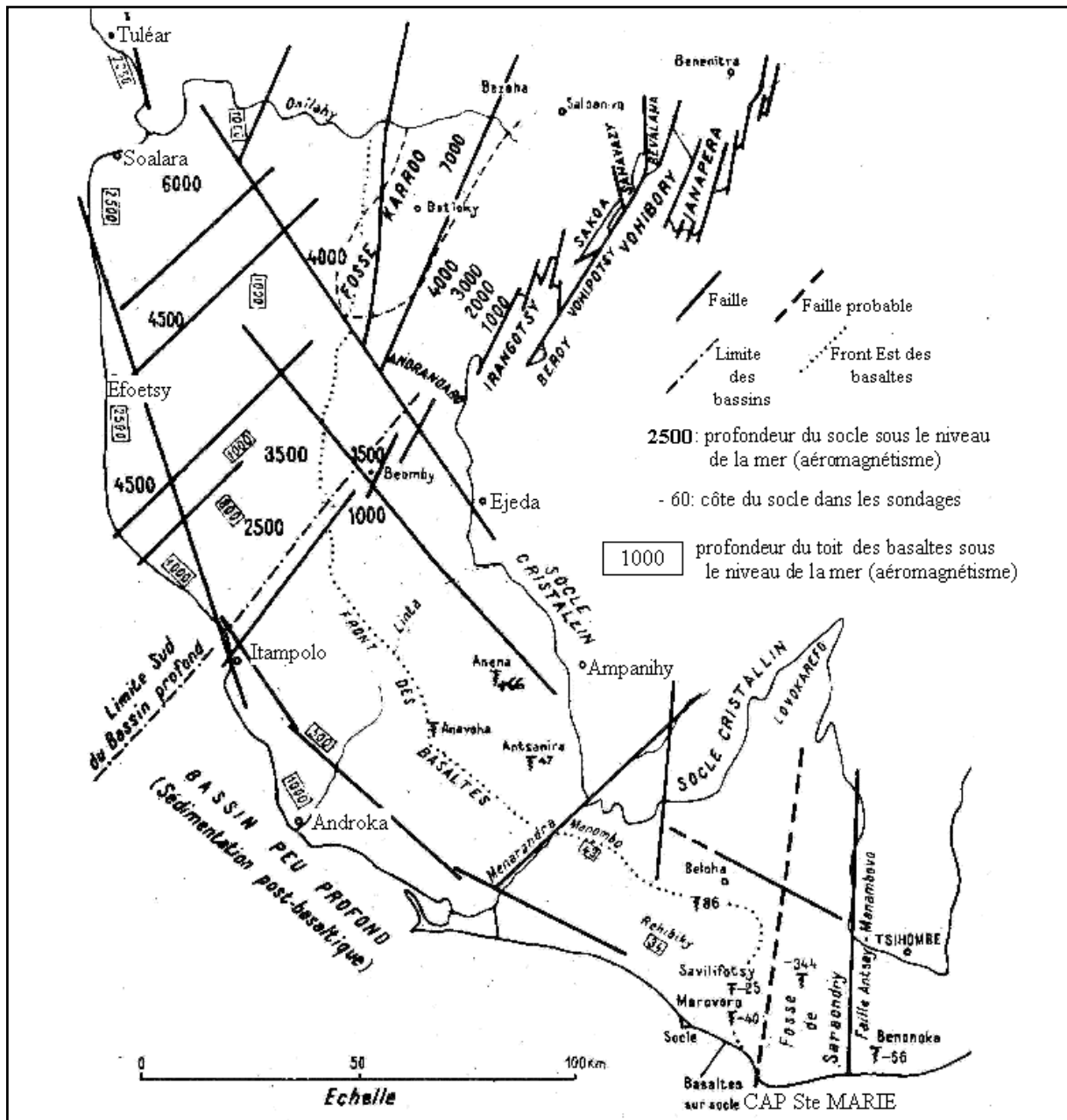


Figure II-6 : Structure profonde du Sud du bassin de Morondava-Tuléar (d'après Besairie 1972)

- ✓ un bassin sédimentaire profond, à base Karroo, s'étendant au Nord d'une ligne Benenitra Itampolo,
- ✓ un bassin moins profond, au Sud, où le remplissage n'aurait commencé qu'au Crétacé supérieur.



## CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST

Le bassin profond du Nord comporte une bordure cristalline très découpée par un système de fractures de direction N-N-E à N-E, formant une série de horsts et de fossés avec deux éléments principaux : Le horst du Vohibory et le grand fossé d'Ianapera. A partir de cette bordure, vers l'ouest, le socle s'enfonce rapidement vers la grande fosse Karroo jusqu'à une profondeur estimée de 7000 m à la verticale de Betioky.

La limite des deux bassins a été mise en évidence par magnétisme aéroporté, le long d'une ligne Beomby Itampolo, soit sensiblement dans le prolongement de la bordure cristalline. Au sud de cette ligne, le socle, très peu profond sur la moitié orientale, s'enfonce doucement vers la mer sans recouvrement Karroo. Il est vraisemblable que la série sédimentaire ne comprend que les basaltes et la série supra-basaltique. Le magnétisme a pu marquer également le front des coulées basaltiques crétacées, sous le plateau Mahafaly. Celles-ci ont d'ailleurs été recoupées par sondages au sud de la Linta.

Un certain nombre de forages pétroliers ont permis de préciser la structure du bassin du Karroo, et de sa bordure ouest sous le bassin de Morondava (Figure II-7). La zone située par contre au sud de l'Onilahy présentant un intérêt moindre au niveau des possibilités pétrolières, nous n'avons pas de données directes sur sa structures.

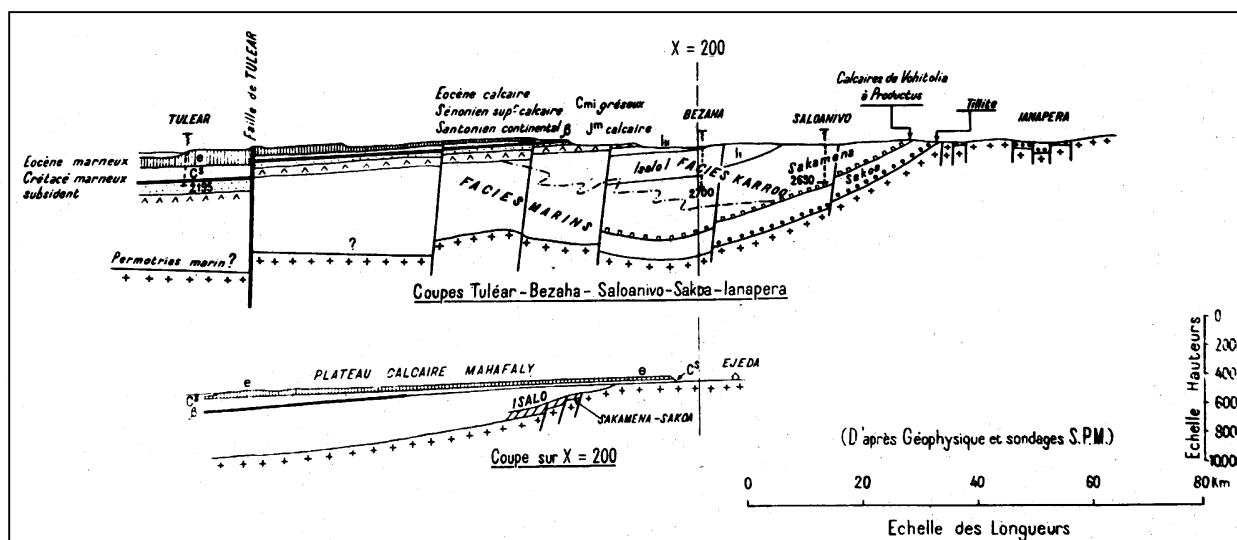


Figure II-7 : Coupes sur la structure du bassin de Morondava-Tuléar (Besairie, 1972).

### II.3.2. Caractères principaux des accidents

L'observation des cartes géologiques générales de Madagascar permet de mettre en évidence la prédominance de deux grandes directions de fractures, affectant la couverture sédimentaire du bassin de Morondava (Figure II-8).

- une direction NNE-SSW, dite "côte est"
- une direction NNW-SSE, dite "Bongo-lava".

Ces deux directions se retrouvent dans la grande majorité des accidents cassants et commandent jusqu'à la forme même de la grande île.

La côte Est de l'île est en effet quasi-rectiligne, sur une distance de 1100 km et correspond à une zone de fort gradient gravimétrique (R.P. Cattala, 1954 in Battistini 1964).

Toutes les observations de failles faites dans les terrains sédimentaires depuis le contact avec le socle cristallin jusqu'à l'Éocène inclus, montrent qu'il s'agit toujours de failles directes de tension, les déplacements ayant une composante verticale prédominante (Battistini 1964).

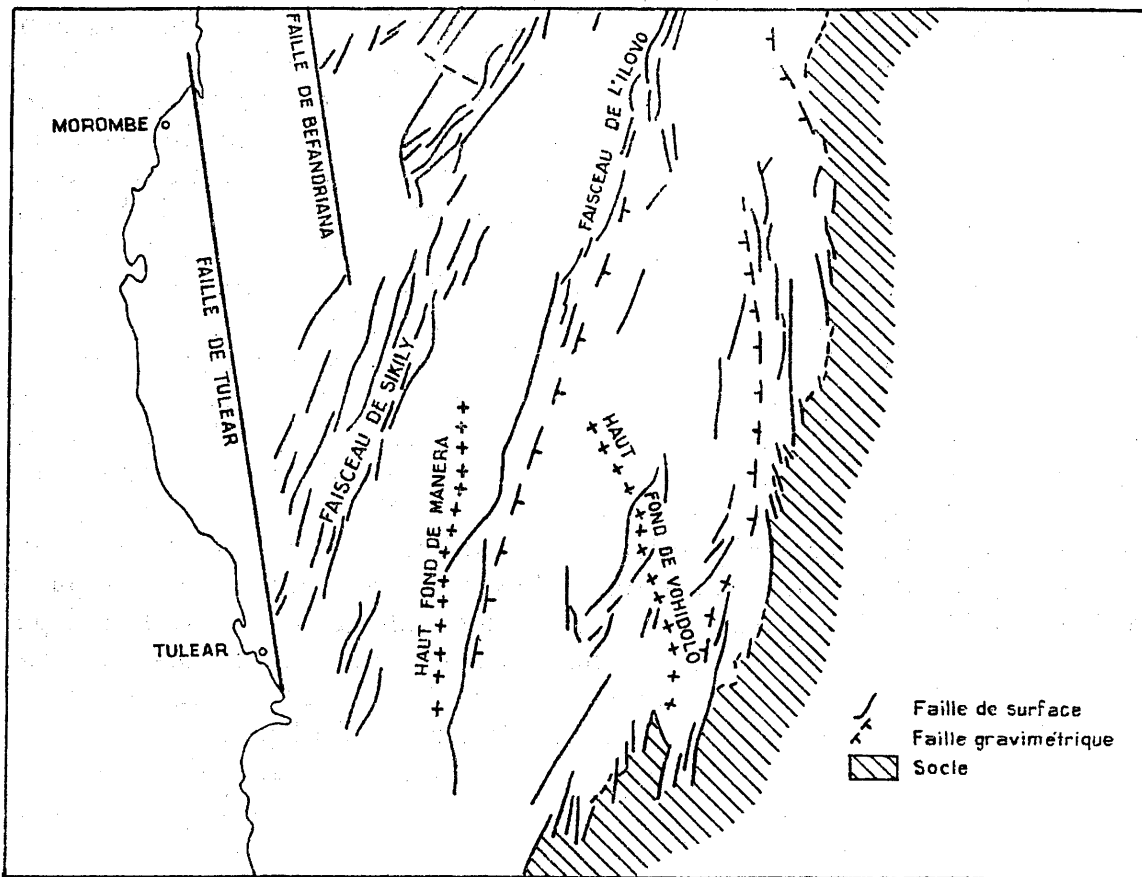


Figure II-8 : Accidents majeurs affectants le bassin de Morondava (Cliquet 1957)

Les auteurs reconnaissent en général l'existence de deux phases majeures de tectonique cassante affectant le bassin du Karroo.

- la première, post-Sakoa et anté-Sakamena a fracturé l'ensemble du bassin, une partie s'effondrant dans les fossés où la série a été conservée, l'autre partie recouvrant les horsts où les dépôts ont été peu à peu érodés. Une discordance angulaire de 10 à 15 ° entre Sakoa et Sakamena marque cette phase.
- la seconde post -Sakamena et anté-Isalo, caractérisée par une discordance de 5 à 10° entre les deux groupes, fait rejouer certains accidents majeurs visibles dans la bordure cristalline.

Les auteurs, attribuent à la première phase, la direction "Bongo-Lava" (NNW), et la direction "cote est" (NNE) à la deuxième phase.

Ce contraste entre la "simplicité" de la tectonique de la couverture sédimentaire et la complexité des accidents du socle ont conduit les auteurs, relativement tôt (Cliquet, 1957, *in* Battistini, 1964), à envisager une tectonique d'origine très profonde, relativement récente, capable d'affecter la couverture ainsi que le socle, indépendamment de la structure de ce dernier.

### **II.3.3. Le plateau Mahafaly**

#### **II.3.3.1. Structure et tectonique**

Bien que la structure interne du plateau soit relativement mal connue, il est possible d'extrapoler les observations de bordure. Le plateau Mahafaly apparaît ainsi comme un vaste ensemble tabulaire, avec un léger pendage général vers le Sud-Ouest.(cf.Figure II-9).

Les régions morphologiques, mises en évidences précédemment (cf. § I.2.2), apparaissent directement liées aux surfaces d'affleurements des différents niveaux du plateau.

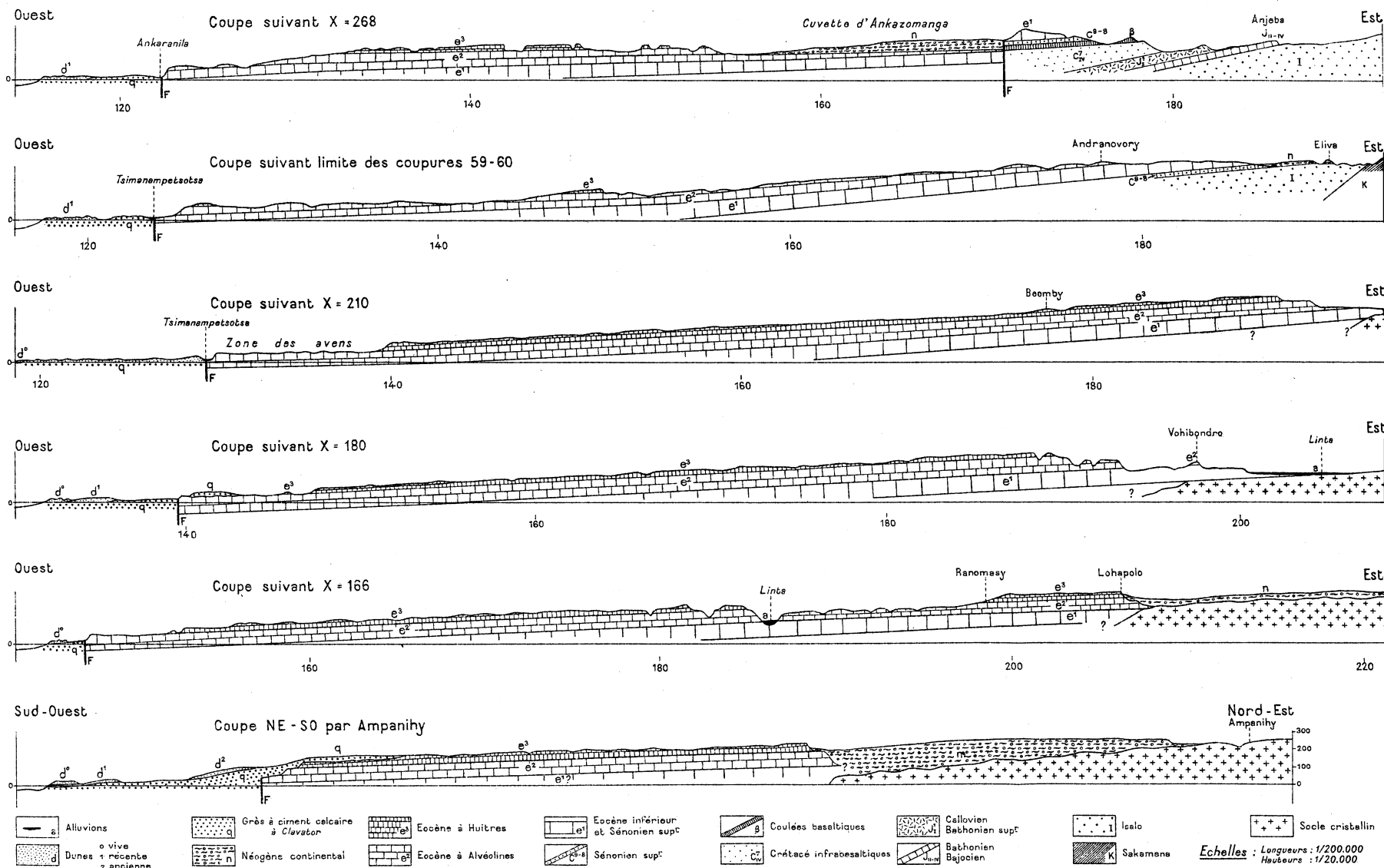
- Au Nord, une région calcaire, relativement accidentée correspond dans l'ensemble à la zone d'affleurement de l'Eocène moyen, à alvéolines. Le réseau hydrographique fossile y est bien développé et tributaire de l'Onilahy et du couloir d'Itombona.
- La zone des avens sur la bordure ouest, correspond à une véritable surface structurale du toit de l'Eocène inférieur à alvéolines, presque rigoureusement tabulaire. Composés de calcaires relativement compacts et très lapiazés,
- Un karst tabulaire qui paraît limité aux affleurements de l'Eocène supérieur à huitres s'étend largement, sur toute la partie sud du plateau.

D'un point de vue tectonique, tout comme au nord de l'Onilahy, le plateau calcaire Mahafaly est haché par un grand nombre de fractures (bien visibles en photographie aérienne et en images satellites), dont les principales sont dans le prolongement des faisceaux déjà connus plus au Nord (cf. Figure II-10).

Les divers relevés sur le terrain et l'analyse des linéaments sur photographies aériennes (André 1999) confirment une bonne correspondance entre les directions des petites fractures et des grands accidents. On y retrouve les deux directions principales, "Bongo-Lava" et "Cote est", déjà citées. Il existe en plus, de petites fractures de direction ENE-WSW. Battistini (1964) met en évidence un faisceau principal de fractures, selon une ligne passant à l'est de la cuvette d'Ankazomanga, et débouchant au nord d'Itampolo. Il y inclus la faille supposée par Aurouze (Arouze, 1959), à l'est de la dépression d'Ankazomanga, pour expliquer l'absence de continuité des couches de l'éocène de part et d'autre de cette grande cuvette.

Il est intéressant de noter que la densité du réseau de fracture visible par photo-aérienne est nettement plus grande au N-W du faisceau qu'au S-E.

# CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DU SUD-OUEST



**Figure II-9 :** Coupes sériees du plateau Mahafaly. (d'après Aurouze 1957)  
(Après les travaux d'Aurouze, les limites stratigraphiques ont été modifiées :  
Les couches notées "e2" correspondent à l'éocène inférieur "e1" des cartes plus récentes).

# GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

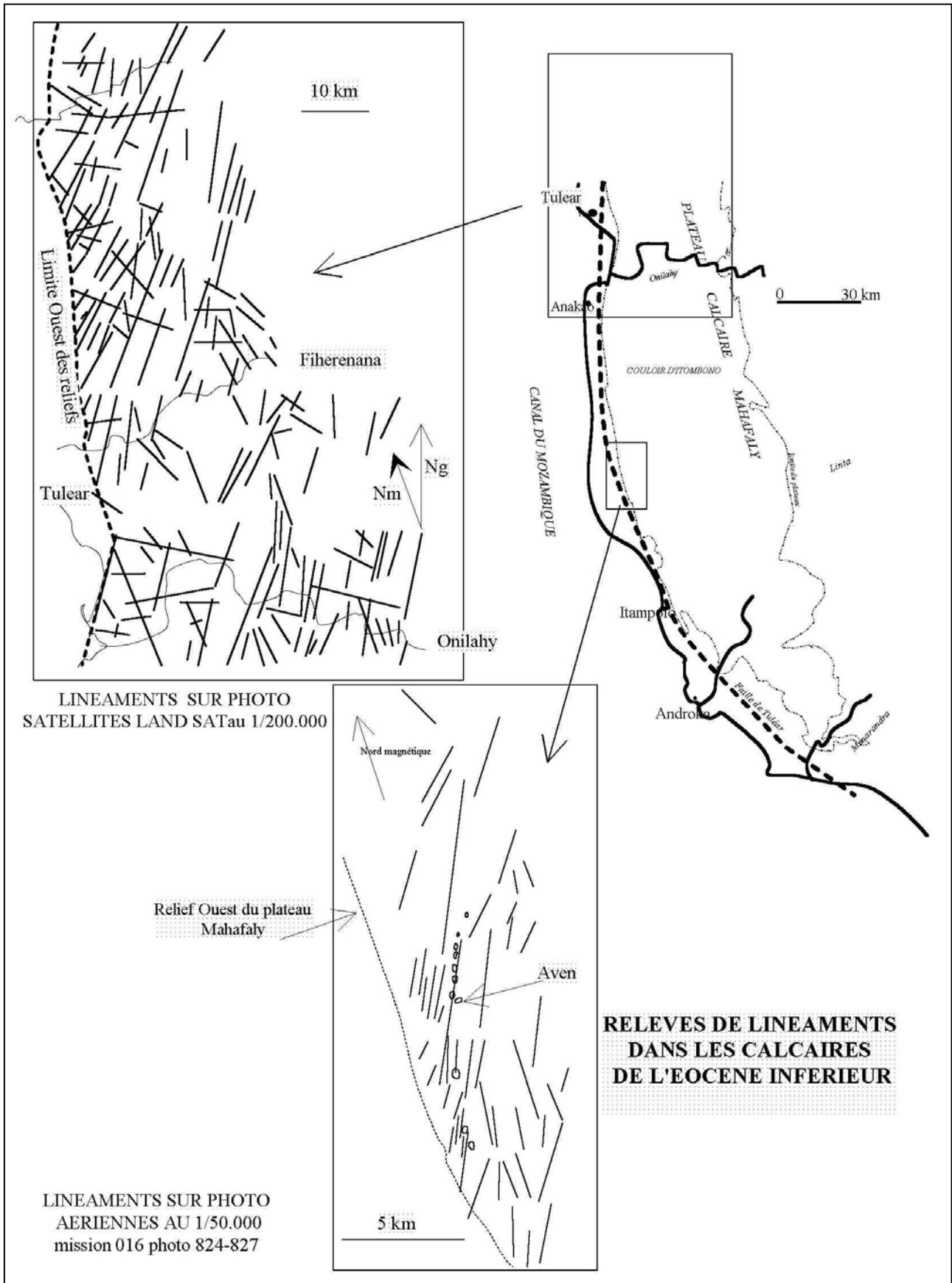


Figure II-10 : Principales directions de linéaments relevées sur le plateau Mahafaly par photographies aériennes et images satellites (d'après André 1999)

**II.3.3.2. la falaise bordière : la faille de Tuléar**

Le plateau est limité à l'Ouest par une falaise d'allure particulièrement rectiligne, d'origine tectonique (cf. photo 1 en annexe). Au nord de l'Onilahy, la réalité de la faille de Tuléar a pu être démontrée par différents moyens (cf. Figure II-11).

- ✓ d'une part grâce à deux forages profonds (200 m) effectués dans la plaine de Tuléar. Ceux-ci ont mis en évidence un rejet vertical de plus de 150 m du Lutétien marneux entre les deux compartiments séparés par la faille, dans la région de Tuléar (Cliquet 1957 *in* Battistini, 1964).
- ✓ d'autre part grâce à des tirs de sismique réflexion et au magnétisme aéroporté, les basaltes Turoniens ont été reconnus entre 2000 et 2200 m de profondeur, à l'ouest de la faille alors qu'à l'Est, ils ont pu être situés par les mêmes méthodes à environ 900 m, soit un rejet vertical de l'ordre de 1200 m (Battistini, 1964). Cette accroissement des épaisseurs dans le compartiment affaissé met en évidence la nature syn-tectonique de la sédimentation dans ce compartiment.

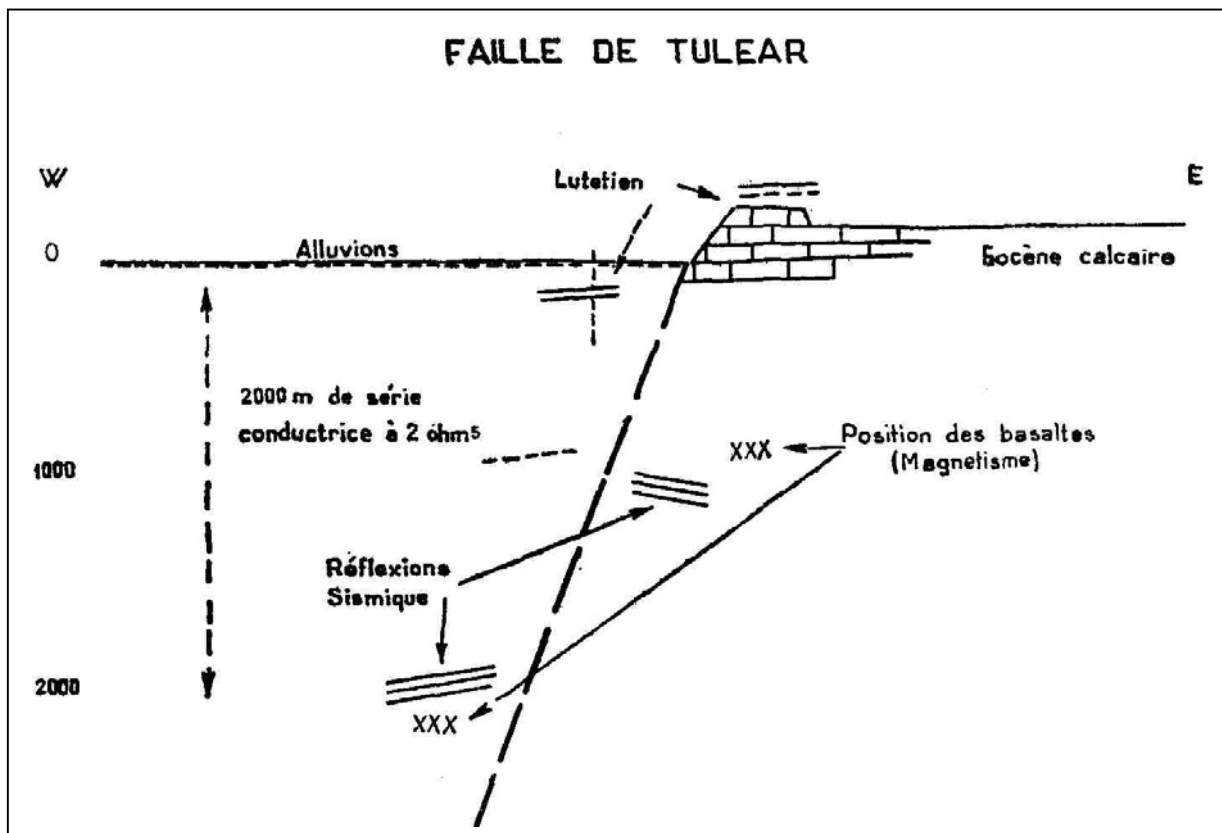


Figure II-11 : Rejet de la faille de Tuléar au nord de l'Onilahy (d'après Battistini, 1964).

Plus au nord, près de Morombe, un forage dans la plaine côtière, à l'ouest du prolongement supposé de la faille de Tuléar, a traversé quand à lui 250 m de formations récifales quaternaires, (Battistini, 1964). Ceci est en faveur d'une continuation des mouvements de subsidences jusqu'à l'actuel dans ce compartiment.

Au sud de l'Onilahy, sur notre zone, la falaise qui borde le plateau Mahafaly est la continuation naturelle de celle qui domine la plaine de Tuléar et dont l'origine tectonique a été prouvée. Son aspect rectiligne sur de grandes distances permet de dire que même si elle a pu jouer un moment le rôle de falaise marine, elle a une origine tectonique.

Il est quasiment certain que cet accident, appartient au même système tectonique subsident, que la faille de Tuléar et celle de Befandriana. De ce fait, il est fort probable que la structure de la bande côtière

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

Mahafaly soit comparable à celle de la plaine littorale de Tuléar, et on doit s'attendre à trouver sous la bande côtière, des terrains éocènes, semblables à ceux qui constituent le plateau Mahafaly.

La section de la falaise, entre Soalara et Ankilimivony (22 km) est dans le prolongement de la section qui débute au sud de la montagne de la Table, au Nord de l'Onilahy.

Sa direction est NNE-SSW (direction "cote est"), comme les nombreuses failles qui affectent l'Eocène du plateau calcaire.

Au sud d'Ankilimivony, la falaise prend une direction NNW-SSE, sur 70 km, jusqu'au sud d'Itampolo, tout en restant parfaitement rectiligne. Cette seconde section correspond vraisemblablement à une grande faille de direction "Bongo-Lava" analogue à la faille de Tuléar et la faille de Befandriana, plus au Nord.

Le prolongement d'une telle bordure faillée et éventuellement subsidente au Sud de la Linta est beaucoup plus problématique car le socle affleure sur la plaine côtière de Lavanono. Battistini (1964) pense que cette zone du littoral est donc d'une relative stabilité par rapport au domaine subsident qui caractérise la bande côtière plus au Nord. Ceci tend à être confirmé par deux forages (Kilibory et Evanga), situés dans le compartiment Ouest de la faille supposée, au sud de la Linta, qui y ont rencontré les calcaires Eocènes à une côte proche de 0 mNGM.

Au sud de notre zone, l'examen de la bathymétrie même sommaire du plateau continental (cf. Figure II-12) montre que celui-ci s'élargit, au Sud d'Androka. On met très bien en évidence le prolongement sous marin d'un talus à regard Ouest, dans la même direction que la falaise du plateau Mahafaly, plus au Nord. Ce talus exactement dans la même direction que la ride de Davie pourrait matérialiser la prolongation d'une faille majeure appartenant au même système que la faille bordière du plateau Mahafaly.

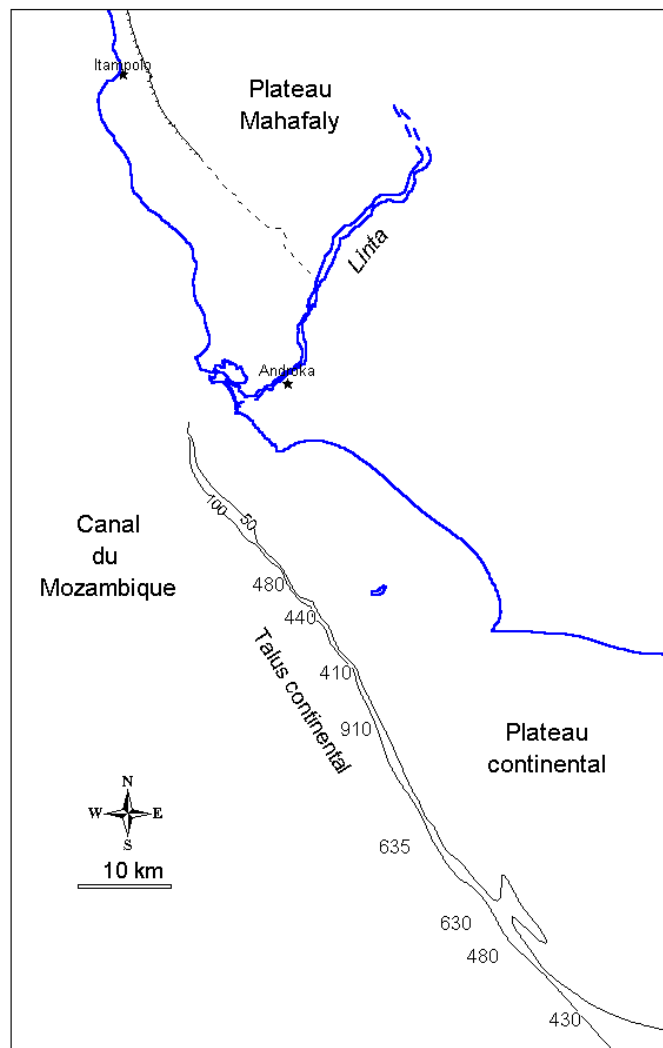


Figure II-12 : Bathymétrie sommaire de la zone d'Androka  
(d'après la carte bathymétrique du service hydrographique de la marine, (SHOM 1953))

### **II.3.3.3. Sur la karstification du plateau**

Les niveaux de l'éocène moyen et supérieur apparaissent relativement peu karstifiés en surface, soit parce que la nature lithologique des calcaires s'y prête moins (calcaires marneux de l'éocène moyen), soit parce que les formes karstiques sont anciennes et n'évoluent plus sous le climat actuel ce qui aboutit à leur remblaiement (les dolines sur la zone de l'Eocène supérieur sont presque toutes remblayées, et on n'y connaît que très peu d'avens) (Sourdat et al. 1971).

La présence de sources au pied de la falaise, en rive gauche de l'Onilahy (sources de Soalara) et l'intense fracturation de la zone septentrionale du plateau (nord du couloir d'Itombona) permet toutefois d'y suspecter la présence d'un réseau actif.

Les niveaux de l'éocène inférieur à alvéolines sont en revanche constitués de calcaires très compacts particulièrement favorables à la karstification en grand. Ainsi, la surface structurale matérialisant le toit de ces calcaires (zone des avens), est littéralement truffée de nombreux avens. Même si une cinquantaine d'entre eux, les plus importants, sont visibles sur les photographies aériennes, ils n'ont pour la plupart pas encore été explorés.

Dans le cadre de l'étude, j'ai pu participer à l'exploration de plusieurs d'entre eux. Cette prospection a été réalisée avec l'Association d'Exploration des Karst Subtropicaux (ADEKS). Plus d'une dizaine de phénomènes karstiques ont été visités et 5 cavités ont été topographiées, dans la zone du plateau située à l'Est du village de Vohombe (ADEKS 2000).

#### **II.3.3.3.1. Les avens**

Parmi les cavités visitées, on peut mettre en évidence deux types principaux d'avens :

- Les avens d'effondrement, en "chaudron" ou en "trou d'obus" (exemple de l'aven "Antaniotsibe" ([Figure II-13](#))) : Leur ouverture en surface ne représente qu'une faible part du développement latéral souterrain de la cavité (cf. photo 5 en annexe). Cette forme traduit l'effondrement relativement récent des voûtes et du plafond d'une immense cavité souterraine (plusieurs dizaines voire centaine de m de diamètre). En général, du fait du comblement partiel de la cavité par les éboulis issues de l'effondrement, le réseau inférieur, à la base de l'ancienne cavité est rendu inaccessible et on n'atteint pas la nappe.
- Les gouffres formés par le relais de puits verticaux et galeries (exemple du gouffre de Lavaboro ([Figure II-14](#))) : Ces cavités ont un développement vertical relativement important du fait du faible développement du réseau de galerie par rapport aux puits. Ceci pourrait traduire un enfoncement rapide du niveau de la nappe, jusqu'au niveau actuel. Dans la plupart des cas, les produits d'effondrements dans ces gouffres sont relativement limités et l'accès au réseau actif inférieur est libre. D'après les données altimétriques des cartes topographiques, l'altitude de la nappe serait relativement faible, proche du niveau de la mer (à quelques mètres près).

Si les formes karstiques observées apparaissent relativement récentes (faible concrétionnement, morphologie des talus d'éboulis), l'initialisation de la karstification du plateau a certainement commencé au début du quaternaire, à la suite de la grande régression plio-quaternaire.

L'exploration des avens atteignant la nappe montre que les conduits se prolongent en profondeur (voûtes mouillantes) et il n'est pas impossible que le réseau actif actuel atteigne plusieurs dizaines de mètres sous le niveau actuel de la nappe.

Ainsi, la karstification en grand de l'éocène inférieur montre à quel point celui-ci peut-être considéré comme un "château d'eau". On peut s'attendre à ce qu'il existe en plus, de nombreuses cavités occultes, dont l'effondrement n'a pas encore atteint la surface.



## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

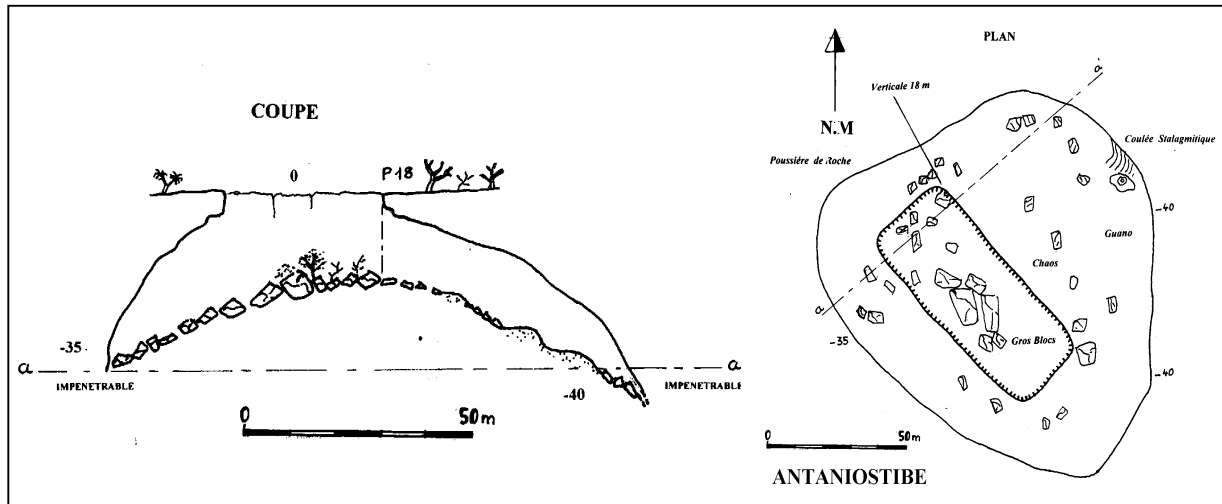


Figure II-13 : Topographie de l'aven Antaniotsibe (d'après Dobrilla et Colney in ADEKS 2000)

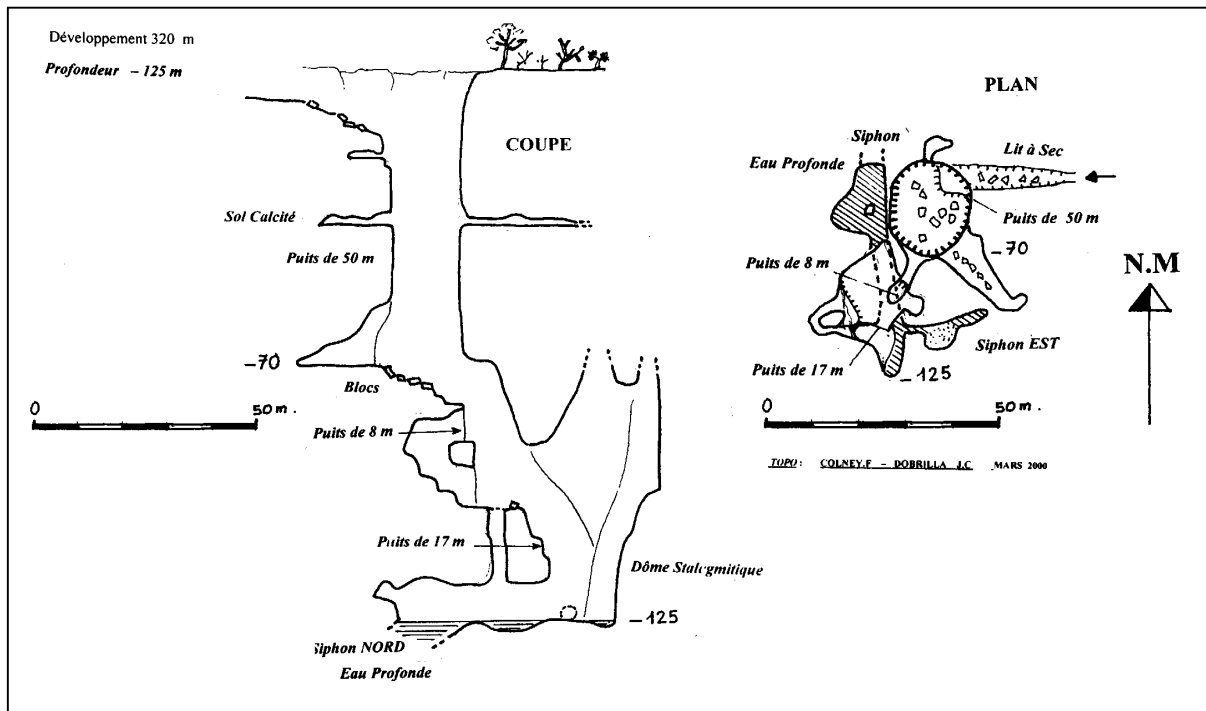


Figure II-14 : Topographie de l'aven Lavaboro (d'après Dobrilla et Colney in ADEKS, 2000)

### II.3.3.3.2. Les abris sous roches

Il existe dans la falaise du plateau, à l'est de Vohombe, un grand nombre de cavités largement ouvertes vers l'ouest (cf. photo 6 en annexe). Lors de la campagne d'exploration spéléologique, j'ai pu en visiter un certain nombre qui se présentent comme de vastes porches, et abris sous-roche, de plusieurs dizaines de mètres parfois, mais dont aucun ne donne accès à un réseau vers l'intérieur du plateau. Les parois des ces cavités sont constituées d'une formation relativement hétérogène, conglomératique, et par endroits, bréchiques, plus ou moins recouverte par une croûte calcaire.

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

Plusieurs de ces cavités présentent différents niveaux d'encroûtement et de planchers stalagmitiques, fossilisant les talus.

L'existence de ces abris sous roche le long de la falaise, traduit vraisemblablement un rafraîchissement relativement récent de la falaise. Il est très difficile de conclure sur l'origine de ces cavités, (érosion marine ou autre), mais les nombreux niveaux conglomératiques et bréchiques pourraient matérialiser l'existence d'un vaste talus d'éboulis ancien, fossilisé par un encroûtement calcaire recouvrant la majeure partie de la falaise. Celui-ci pourrait être issu de l'épisode relativement humide "Lavanonien" de la fin du Quaternaire moyen (cf. § II.2.3.1.3).

## **II.4. Conclusion**

La structure du S-W peut se résumer de manière schématique à trois unités structurales principales :

(1) Les terrains cristallophyliens du socle constituent la base de cet empilement. Affleurant au S-E le socle s'enfoncé vers l'ouest. Cependant, la tectonique de cette unité est à l'origine de la formation de deux bassins, un bassin profond au Nord, et un bassin peu profond au Sud. La limite entre les deux peut être matérialisée par une ligne prolongeant le contact socle/sédimentaire ancien, jusqu'à la région d'Itampolo.

(2) L'immense série du Karroo et les terrains du début du secondaire ont ensuite pu se déposer à la faveur d'une subsidence importante dans ce bassin profond.

(3) Sur ces deux unités s'est déposée toute la série récente constitutive du plateau Mahafaly, de la fin du Secondaire, jusqu'à l'actuel. Durant cette période, la subsidence des terrains s'est poursuivie sur la bordure occidentale de ce vaste ensemble tabulaire, à la faveur de grands accidents comme les failles de Befandriana, de Tuléar, et la faille bordière du plateau. Durant le quaternaire, le plateau Mahafaly s'est intensément karstifié, particulièrement dans les niveaux calcaires de l'éocène inférieur. La karstification en grand de ce niveau visible, y compris à grande profondeur, sous le niveau actuel de la nappe, implique un très important volume de vides au sein du plateau, susceptible de jouer un rôle hydrogéologique important. Le développement vertical important des cavités en général suggère un abaissement rapide du niveau de base. Il reste cependant difficile de préciser la part respective de l'abaissement du niveau de la mer et la surrection des terrains éocènes dans ces mouvements.

La plaine littorale Mahafaly représente en revanche un compartiment effondré du plateau Mahafaly qui s'est recouvert au fur et à mesure, de grands ensembles de dunes, à la faveur des oscillations climatiques et isostatiques du quaternaire. D'un point de vue tectonique, les seules roches quaternaires susceptibles d'enregistrer d'éventuels mouvements récents sont les grès consolidés qui affleurent sur les coupes du littoral, particulièrement dans le sud de la zone. Battistini qui les a beaucoup étudié, même s'il en évoque la possibilité, n'avance aucun argument en faveur de mouvements tectoniques très récents. Je discuterai plus loin de cette éventualité.

*Partie III. : CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE  
GENERAL DU SUD-OUEST*

### **III.1. Introduction**

Les anciennes recherches hydrogéologiques basées dans un premier temps sur le simple recensement des points d'eau traditionnels, conduisaient les auteurs à individualiser plus ou moins des systèmes hydrogéologiques, en tentant d'associer une "nappe aquifère", à une formation géologique donnée. Etant donné la diversité des formations géologiques du S-W, mais aussi, de la variabilité des paramètres hydrodynamiques au sein d'une même formation géologique, ce raisonnement ne se prête guère à l'hydrogéologie du Grand Sud. C'est pourquoi, J. Aurouze, (1959) a introduit la notion de nappe générale en se basant sur l'apparente continuité des niveaux piézométriques depuis les terrains du socle à l'Est jusqu'à la mer. Cette hypothèse a pu être vérifiée ensuite dans l'Extrême Sud, par des campagnes de forages, mais malgré quelques cartes locales, il n'y a pas eu avant le commencement de l'étude, de tentative de cartographie piézométrique pour l'ensemble de la nappe générale de S-W.

L'idée de cette nappe générale place *a priori* la bande littorale à l'aval hydrogéologique d'un vaste système de nappes. Il convient donc de préciser les diverses composantes de ce système.

### **III.2. La nappe générale**

Cette nappe draine un très vaste domaine qui débute en amont, sur les pénéplaines cristallines de l'Androy et du Mahafaly. Cette nappe s'écoule ensuite vers l'Ouest en traversant les diverses formations géologiques des terrains néogènes, des calcaires du plateau puis des sables et grès de la plaine littorale où elle se raccorde au niveau de la mer.

Ainsi, la principale zone d'alimentation de la nappe générale se situent au niveau des terrains du socle où les pluies sont relativement importantes (pluviométrie supérieure à 600 mm). Selon Aurouze (1959), le ruissellement ne joue un rôle qu'au moment des fortes pluies provoquant la crue des rivières qui peuvent alors, temporairement alimenter la nappe générale. En revanche, en période de sécheresse, c'est la nappe qui alimente les écoulements de thalwegs qui de toute façon se ré-infiltrent dans la nappe un peu plus en aval (pertes dans le Néogène ou dans les calcaires du plateau).

Dans les terrains sédimentaires anciens de la zone de Betioky, les terrains sont relativement hétérogènes et certaines zones peuvent être favorables à l'infiltration. Une grande partie du plateau de Betioky est recouvert d'une carapace latéritique et doit se comporter globalement comme les terrains du socle, vis à vis de l'infiltration.

Dans le Néogène, les apports directs par infiltration sont certainement faibles du fait de la médiocre perméabilité des terrains. Dans les calcaires, notamment sur le plateau Mahafaly, la faible pluviométrie est *a priori* compensée par la possibilité d'infiltration très rapide. Les apports météoriques, sur la bande côtière sont considérés quand à eux comme nuls.

Dans le domaine cristallin, la surface de la nappe générale suit grossièrement la topographie et est assez facilement accessible car elle est soutenue par la zone non altérée située au plus à une vingtaine de mètres de la surface topographique. Il en est de même dans les formations néogènes. Par contre, lorsqu'on rentre dans le domaine du plateau calcaire, la nappe générale, devient par rapport à la surface topographique relativement profonde, elle est donc inaccessible avec les moyens traditionnel (puits) et seuls quelques points naturels (avens profonds) permettent d'y accéder directement.

Elle réapparaît à l'Ouest, sur la bande littorale où l'altitude des formations quaternaires est relativement faible et les points d'eau, plus nombreux.

#### **III.2.1. Piézométrie de la nappe générale**

A ma connaissance, aucune représentation de la surface piézométrique de la nappe générale dans son ensemble n'a été tentée avant le début de cette étude (1999). Seule la carte hydrogéologique d'Arouze (1957) donne quelques informations mais elles sont limitées à la zone d'altération dans le socle, au niveau de la ville d'Ampanihy. Aucune interprétation n'a été effectuée sur notre zone, couvrant le plateau Mahafaly et la bande côtière, ceci étant vraisemblablement du à l'absence totale de données concernant la nappe au sein du plateau Mahafaly.

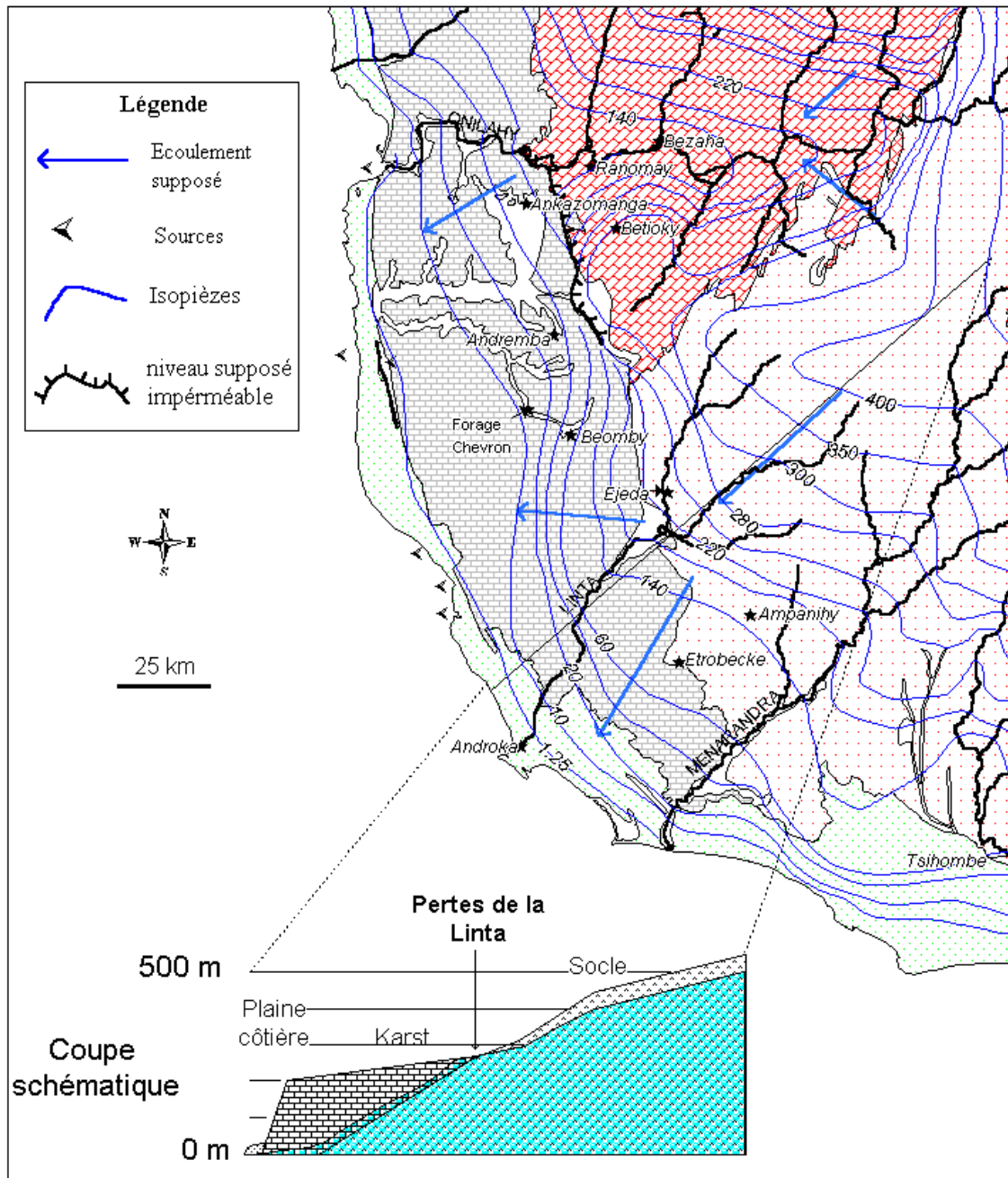
En tenant compte des données plus récentes, et malgré la très grande imprécision des cartes topographiques, il semble possible de proposer une représentation schématique de la surface piézométrique de la nappe générale. (Figure III-1).

Cette représentation (proposée dans le cadre de l'étude par le bureau d'étude Hydromad) intègre :

- (1) Tous les points figurants dans la base de données actuelle ou retrouvés dans les communications de Ch. Domergue (communications personnelles à Hydromad). Lorsque les altitudes n'étaient pas indiqués, elles ont été tirées des cartes topographiques.

## CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE GENERAL DU SUD-OUEST

- (2) Un forage relativement récent au sein du plateau Mahafaly (forage pétrolier Chevron Oil de 1973-1974, *in* Hydromad 2000)
- (3) Les conditions aux limites imposées par les eaux de surface, à savoir:
  - La mer qui est considérée comme une zone de décharge donc d'altitude zéro,
  - L'Onilahy dont on sait qu'il se perd partiellement à son passage à travers le plateau Mahafaly,
  - La Linta qui se perd totalement dans les calcaires à la sortie du socle.
- (4) Les données stratigraphiques des différents terrains traversés.



**Figure III-1 :** Carte piézométrique schématique de la nappe générale (d'après Bergeron, communication personnelle)

## CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE GENERAL DU SUD-OUEST

Cette représentation met en évidence :

- (1) De faibles gradients hydrauliques sous le plateau Mahafaly, dans sa partie inférieure, contraints par le forage pétrolier dont le niveau statique présenterait une charge de l'ordre de 10 m par rapport à la mer. cette faible charge peut être mise en relation avec :
  - soit une bonne perméabilité au sein du plateau, au moins dans sa partie occidentale
  - soit des faibles apports actuels en amont,Il est probable que les deux facteurs se combinent.
- (2) De très forts gradients entre la zone sédimentaire de Betioky et le plateau Mahafaly (plus d'une centaine de mètres en quelques kilomètres). Nous avons vu précédemment que les terrains du Crétacé supérieur affleuraient sur notre zone, de l'Onilahy jusqu'au sud de Betioky mais disparaissaient au-delà. Le sondage de reconnaissance fait à l'entrée du couloir d'Itombona du côté de Betioky montre que le Maestrichien qui est situé à la base de l'Eocène est constitué essentiellement de marnes. Celui-ci pourrait de ce fait être interprété comme une limite relativement étanche empêchant les eaux de la région de Betioky de se déverser dans le karst. Plus au Sud, lorsque les niveaux marneux du Maestrichien disparaissent, les flux d'Est en Ouest peuvent s'effectuer.
- (3) Une bonne communication de la nappe du socle avec celle du plateau, au sud. Dans cette région, on sait que les calcaires éocènes reposent directement sur le socle, les terrains néogènes, présents en surface ne représenteraient qu'un obstacle mineur aux écoulements.

Ainsi, on individualise deux zones d'alimentation principale de la nappe du plateau Mahafaly :

- dans sa partie Nord essentiellement par les pertes de l'Onilahy.
- au Sud par les écoulements souterrains en provenance du socle et des pertes de la Linta.

Dans sa partie centrale et septentrionale, les apports latéraux de l'Est sont limités en raison de l'impossibilité des nappes de la région de Betioky de se déverser dans le karst.

### **III.2.2. Minéralisation des eaux de la nappe générale**

#### **III.2.2.1. En amont du plateau calcaire**

Dans la zone du socle, la minéralisation des eaux est en général très faible ce qui correspond au fait qu'il s'agit de la zone principale d'alimentation d'origine pluviale de la nappe. De plus, les matériaux des roches cristallines sont en général peu solubles. L'immense majorité des points d'eau connus en 1959 (d'après la carte hydrogéologique d'Aurouze) montrent une teneur en NaCl inférieure à 0.5 g/l (équivalent à une C.E. de l'ordre de 1000 $\mu$ S/cm).

Toutefois, elle est aussi très variable et dès 1959 Aurouze fait remarquer une salinité en moyenne toujours plus forte que les teneurs observées généralement dans les massifs de roches cristallines. Il met notamment en évidence le fait que la minéralisation de l'eau est en moyenne plus forte dans les puits de la "nappe des schistes" que dans les sous écoulements des nappes alluviales.

Il relève également quelques points d'eau assez minéralisés, comme à Ampanihy (1 à 2 g/l de NaCl, équivalent à 4000  $\mu$ S/cm) ou plus au sud, dans la région de Tsihombe (4 g/l de NaCl équivalent à 8000  $\mu$ S/cm).

Il faut savoir qu'à cette époque, les potentialités du socle étaient peu connues car il n'existait que très peu de forages. Les campagnes de forages qui ont suivi notamment dans le cadre de projets d'hydraulique (AES, UNICEF) ont montré que le socle est productif même en profondeur, mais qu'il peut y avoir localement, des venues d'eau extrêmement minéralisées. Ainsi, dans la région d'Antanimora au nord d'Ambovombe, dans le cadre du projet Unicef, "150 forages", 25% des forages positifs ont mis en évidence



## CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE GENERAL DU SUD-OUEST

des venues d'eau entre 3000 et 30 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Il est possible que ces venues d'eau minéralisées soient en relation avec certains réseaux de fractures particuliers (Bergeron 1996, BRGM 1995).

Divers explications ont été proposées quand à ces minéralisations élevées comme :

- ✓ la nature de l'encaissant, avec des roches métamorphiques de type basique prédominant (Archambault 1956, *In Aurouze 1959*).
- ✓ concentration par évaporation et déficience de circulation des eaux (Besairie, *In Aurouze 1959*)
- ✓ la contribution d'eau thermales minéralisées à la faveur de fractures profondes (Hydromad, 1996). A l'appui de cette hypothèse, on peut signaler l'existence de plusieurs sources thermales dans le socle, à l'est et au sud du massif volcanique de l'Androy.

Une récente étude (Rabemanana, 2002) réalisée dans le domaine cristallin de l'Androy (à l'est de notre zone) conclut que : *"L'essentiel de la salinité des eaux de 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"*.

Directement en aval de la zone du socle, la zone néogène fournit en général également des eaux faiblement minéralisées mais quelques points présentent aussi des salinités élevées. C'est notamment le cas au sud-est de notre zone (bassin de Beloha) où la minéralisation de certains points dépasse 5g/l de NaCl (10 000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), (Aurouze 1959).

Dans les terrains sédimentaires anciens de la zone de Betioky, la nappe est en général peu minéralisée en surface mais là encore, certains points présentent des minéralisations très fortes. On connaît par ailleurs sur la zone, des dépressions salées qui peuvent même faire l'objet d'exploitations de sel "de terre" par les villageois. Deux salines principales sont connues et localisées dans la vallée de l'Onilahy, à proximité du passage de failles majeures. Il existe par ailleurs, dans la vallée de l'Onilahy des sources thermo-minérales témoignant de circulations d'eaux profondes ("Ranomay", 42°C et 6500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , "Andranomiboaka"). Si ces sources apparaissent peu nombreuses en tant que telles, plusieurs forages réalisés très récemment dans le cadre du programme PNUD/DAES, dans la région de Betioky et la vallée de l'Onilahy, ont mis en évidence des eaux relativement chaudes et minéralisées (> 30°C).

### **III.2.2.2. Au sein du plateau**

La nappe du plateau Mahafaly n'a que peu été reconnue en raison des difficultés d'accès, de la grande profondeur de l'eau mais aussi du faible peuplement de la zone. Toutefois, certains points d'eau notamment situés sur les bordures permettent de se faire une idée de la qualité de l'eau sous le plateau.

- ✓ Dans la basse vallée de l'Onilahy, de nombreuses résurgences se découvrent à marée basse en rive gauche et peuvent présenter des débits très importants (plusieurs  $\text{m}^3/\text{s}$ ). Leur salinité varie car elles sont périodiquement envahies par la mer selon les marées, mais certaines peuvent donner de l'eau très douce, avec une conductivité inférieure à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ . De nombreuses sources ont également été reconnues près de Lovokampy, et à Soalara dont certaines titrent moins de 1g/l de NaCl, (les mesures que j'ai effectuées varient de 2000 à 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). En 1959, Aurouze pensait qu'une grande partie de ces eaux avait pour origine le déversement des nappes perchées et l'infiltration directe dans les calcaires. En fait, ces apports représentent une faible proportion des eaux des sources de la basse vallée de l'Onilahy, la majeure partie des écoulements étant en fait soutenus par les pertes du fleuve en amont.

## CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE GENERAL DU SUD-OUEST

- ✓ Un ancien forage effectué à la sortie du couloir d'Itombona, (forage d'Ambilahilalika) a touché les calcaires en donnant une eau à 1.5 ou 2 g/l de NaCl, (les nouveaux forages réalisés dans cette zone, lors de l'étude donnent des eaux dont la C.E. est de l'ordre de 2600  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).
- ✓ Quelques grottes et avens (grotte de Mitoho) à l'Est du lac Tsimanempetsotsa permettent d'accéder à la nappe et montrent une eau semblable, Il en est de même pour une source se déversant dans le lac (Andranohomby, 1.7 g/l de NaCl, d'après Archambault *In* Aurouze 1959), (les mesures que j'ai effectuées, donnent des valeurs de C.E. de l'ordre de 3500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).
- ✓ Plus au Sud, de nombreux avens permettent d'atteindre la nappe et montrent des eaux relativement peu minéralisées (de l'ordre de 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).
- ✓ Les anciens forages d'Evanga et Kilibory, au sud d'Androka, à l'ouest de la falaise bordière du plateau ont recoupés les calcaires éocènes. Ils donnent des eaux de 0.5 à 1.2 g/l de NaCl (1000 à 2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) (Hydromad, 1996).

Les eaux de la nappe générale, au sein des formations du plateau apparaissent donc moyennement minéralisées, avec une certaine variabilité dans l'espace. Cependant, ces eaux présentent toujours des teneurs élevées en NaCl relativement inhabituelles pour des eaux d'origine karstique. A titre de comparaison, les C.E. mesurées pour les eaux du plateau, sur notre zone ( $>1500 \mu\text{S}/\text{cm}$ ) sont nettement plus élevées que celles des eaux du plateau Mahafaly au Nord de l'Onilahy (de 400 à 490  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) (Nicolini, 1982), et des eaux du karst du Bemaraha, au nord de Morondava (de 265 à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) (Grillot et al. 1993).

### **III.2.2.3. Au sein de la bande cotière**

Pour Aurouze, la continuité de la nappe entre le réseau karstique et la bande littorale est obligatoire car pour lui, Il n'y a pas d'alimentation directe par les précipitations.

La densité des points d'eau est très variable, en fonction du peuplement et surtout de la topographie de la zone. Leur inventaire (le premier est de Pavlovsky (1951)) met en évidence une variabilité très importante des salinités (de moins de 1g/l de NaCl à plusieurs dizaines de g/l de NaCl).

Aurouze ne donne pas d'intérêt génétique à cette variabilité qu'il attribue *a priori* en bloc à l'influence marine, tout en constatant une plus faible minéralisation des points d'eau dans le sud de la zone.

### **III.3. Les nappes perchées**

Plusieurs nappes plus ou moins indépendantes du système de la nappe générale ont pu être identifiées sur la zone. Leur existence dépend de la présence d'un niveau imperméable constituant le mur de cette nappe. Ces nappes sont donc souvent restreintes et leur alimentation par les précipitations, limitée par la surface de l'impluvium. Toutefois, elles sont souvent la seule ressource en eau disponible et fournissent l'essentiel de l'alimentation, dans les quelques villages du plateau. Les deux plus importantes sur notre zone sont : la nappe d'Ankazomanga et celle de Beomby. Alimentées uniquement par les précipitations, ces nappes présentent des eaux faiblement minéralisées mais caractérisées par des variations saisonnières importantes. Celles-ci traduisent les cycles de concentration et dilution des éléments chimiques en fonction de la recharge pluviale. La minéralisation provient principalement de la dissolution des roches de l'aquifère.

#### **III.3.1. La nappe d'Ankazomanga**

Elle est située au sein du plateau calcaire et plus précisément au nord du couloir d'Itombona. Sa superficie est de l'ordre de 120 km<sup>2</sup> et elle correspond à une zone déprimée du substratum calcaire éocène où se sont accumulés des dépôts détritiques du Néogène. A l'Est de la cuvette, la morphologie suggère la présence d'une faille. Les variations saisonnières du niveau de la nappe sont en faveur d'une alimentation principalement due aux précipitations mais Aurouze (1959) suggère la possibilité d'une alimentation profonde, par l'intermédiaire de la faille orientale. Cette hypothèse paraît peu probable étant données les différences de charge entre la nappe perchée et la nappe éocène.

L'eau est à quelques mètres de profondeur, avec des fluctuations saisonnières de 2 à 4 m du niveau, la salinité est de 0.02 à 0.1 g/l de NaCl (équivalent à moins de 500µS/cm).

#### **III.3.2. La nappe de Beomby-Lovo**

Elle occupe le sommet du plateau calcaire dans sa partie orientale et médiane, à une altitude de 360 m au N-E, à 280 m au S-W. Sur une surface de l'ordre de 150 km<sup>2</sup>, elle présente un léger gradient vers le S-W. La nappe est contenue dans les calcaires marneux blancs, reposant sur un faible niveau (2.5 m) d'argiles benthonitiques.

Les variations piézométriques sont très importantes et saisonnières, en relation avec une alimentation d'origine pluviale.

L'eau est à quelques mètres de profondeur avec une salinité variable au cours de l'année, un peu plus élevée que dans la nappe d'Ankazomanga, de 0.8 à 3.6 g/l de NaCl. (équivalent à 400 à 7000 µS/cm), (Domergue, 1973 in Hydromad, 1996).

#### **III.3.3. Autres nappes perchées**

Il existe de nombreuses petites nappes très localisées, sur les zones présentant un niveau relativement imperméable. On peut citer (cf. [Figure III-1](#)) :

- ✓ La nappe d'Etrobecke, dans les sables roux, sur des niveaux argileux (d'après Karche 1961). Aurouze (1959) considère cette nappe comme faisant partie de la nappe générale.
- ✓ La nappe d'Andremba et Ankaraky, à la faveur de deux niveaux marneux indépendants, dans des calcaires éocènes.
- ✓ La nappe de Ranomasy et Andremanefy, sur une même couche d'argile au sein des calcaires du petit plateau de Ranomasy, (à l'ouest d'Ampanihy)

### **III.4. les nappes alluviales**

#### **III.4.1. la nappe alluviale de l'Onilahy**

L'écoulement de surface est permanent dans l'Onilahy et sa nappe alluviale est donc peu exploitée. Elle se limite d'ailleurs aux poches alluviales dans les coudes du fleuve. La puissance des alluvions n'est connue dans le lit mineur qu'à Tongobory (14 m au total par forage) (Arouze, 1959).

Il est certain que, au moins à partir de son entrée dans les calcaires éocènes, des pertes importantes se produisent, sous les alluvions, au profit du réseau karstique général. Besairie (1929, *in* Arouze, 1959) signale une perte en rive droite à 20 km de l'embouchure. Ces pertes pourraient jouer un rôle important dans la diminution de la salinité des eaux de la nappe générale.

La situation est certainement plus complexe car il existe aussi des résurgences dans la basse vallée de l'Onilahy dont certaines sont susceptibles de fonctionner soit en pertes soit en sources, selon le niveau de l'Onilahy et l'influence de la marée.

Des jaugeages différentiels ont été effectués en période d'étiage, à l'aval de Tongobory (Salomon, 1986). S'ils confirment des pertes de l'Onilahy dans le karst dès son entrée dans les calcaires, la situation plus en aval se complique du fait des nombreuses sources qui sortent, du plateau.

Il convient de signaler dans le dernier méandre du fleuve, avant l'embouchure, une exsurgence, en rive droite, à l'origine d'une petite rivière (Tsitintina). Cette petite rivière présente la particularité d'emprunter le lit de l'Onilahy où elle coule parallèlement au fleuve sur plusieurs kilomètres. Elle remonte ensuite une ancienne vallée où elle finit pas se perdre à la faveur d'une fracture du plateau. Un traçage à la fluorescéine (Salomon, 1986) a mis en évidence que ces eaux se jettent dans la mer à l'Ouest, au niveau des nombreuses sources étalées le long du talus éocène, à l'est de la presqu'île de Sarodrano.

#### **III.4.2. la nappe alluviale de la Linta**

Alors que l'écoulement de surface de la Linta est temporaire à la station d'Ejeda, le sous écoulement y est connu de manière permanente, dans les alluvions du lit mineur, jusqu'à 5 km en aval du confluent de la Manakaralahy. En aval, après le passage sur les calcaires gréseux du Crétacé supérieur, écoulements et sous-écoulements disparaissent à peu près totalement dans les alluvions dont on ne connaît ni l'épaisseur ni le substratum exact. Au delà, on ne connaît plus de sous-écoulement et la nappe alluviale ne réapparaît qu'à proximité immédiate de l'estuaire, près d'Androka où elle se confond plus ou moins avec la nappe générale. Elles ne s'en distinguent que par une minéralisation nettement plus faible (0.1 g/l de Cl, d'après Arouze, 1959).

### ***III.5. Autres nappes***

#### ***III.5.1. Nappes artésiennes***

Au nord de l'Onilahy, les formations de l'Isalo (grès et sables) sont à l'origine de nappes importantes. Dans la zone de Bezaha un forage profond (plus de 100 m) a montré la présence d'une nappe en charge peu minéralisée. Besairie (1972) évoque la possibilité de telles nappes, dans les grès crétacés à l'ouest de Betioky.

#### ***III.5.2. Nappes hydrothermales***

Dans la zone d'affleurement du Jurassique moyen, au sud de l'Onilahy, deux sources thermales sont connues : la source chaude (44°C) de Ranomay. Elle semble sortir au niveau d'une petite faille avec un débit de l'ordre de 15 à 20 l/sec, et alimente un petit lac dans les alluvions de l'Onilahy. Sa salinité est moyenne et j'ai pu y mesurer une C.E. de l'ordre de 5500µS/cm.

Une autre source thermale est connue à 13 km au N-W de Betioky, au niveau d'un thalweg.

### **III.6. Le question du bilan hydrique**

Dans sa thèse, en 1959, J. Aurouze discute de l'alimentation des nappes du Grand Sud. Il met en évidence un paradoxe entre l'absence théorique d'infiltration, déduite par le calcul du bilan hydrique et l'existence d'une recharge réelle de certaines nappes.

Les différents calculs d'évapotranspiration potentielle, réalisés sur la zone avec les formules classiques, de Thornthwaite, Prescott et Turc donnent des chiffres de 1200 à 1400 mm / an, c'est à dire que à l'échelle annuelle, l'infiltration serait nulle. En considérant les moyennes mensuelles cette fois, la formule de Thornthwaite met en évidence quelques mois humides où une alimentation est possible. Dans le cas le plus favorable (formule de Turc), cette zone où l'alimentation est possible n'existerait alors qu'à l'intérieur des terres, au NE d'une ligne Bezaha-Ampanihy-Ambvombe (Arouze, 1959).

L'hypothèse couramment avancée consiste à dire que les nappes du Sud se rechargent à la faveur des cyclones. S'il est évident que les pluies catastrophiques occasionnées par ces cyclones, avec des ruissellements très étendus doivent contribuer à recharger la plupart des nappes, les années de cyclones sont relativement peu fréquentes dans le Sud et ne suffisent pas à expliquer les variations saisonnières du niveau de certaines nappes, entre les cyclones.

L'existence hors la zone d'alimentation théoriquement possible, de nappes perchées pour lesquelles on ne peut concevoir d'autre alimentation qu'une infiltration directe des eaux météoriques (comme la nappe de Beomby), est donc un argument qui oblige à remettre en cause la validité du calcul du bilan hydrique et notamment, les formules de calcul d'évaporation.

Il faut donc admettre les limites du calcul théorique du bilan hydrique attribué *a priori* à diverses erreurs :

- erreur de l'appréciation de l'ensoleillement, théoriquement calculé à partir de la latitude mais qui ne tient pas compte des longues périodes nébuleuses existant dans la région.
- erreur liée au groupement des pluies sur plusieurs jours, induisant une efficacité plus importante de l'infiltration les jours suivant la première pluie.
- erreur liée à la variabilité extrême de la nature du sol, pouvant soit interdire toute infiltration dans une zone donnée, soit permettre au contraire une infiltration immédiate ailleurs. Les variations d'épaisseurs des formations superficielles jouent également un rôle dans la protection de la nappe contre l'évaporation.

J'ajouterai que la variabilité du couvert végétal joue aussi certainement un rôle dans l'intensité de la transpiration, d'autant que certaines espèces halophiles, ne font appel que de manière très réduite aux eaux souterraines.

Tout ceci souligne la difficulté de quantifier les écoulements au niveau de la nappe générale, avec en plus l'occurrence de phénomènes climatiques très brutaux.

### **III.7. Conclusions**

- ✓ La réalité de la nappe générale a été montrée, en suggérant une certaine continuité hydraulique entre les différentes formations géologiques, des terrains du socle cristallin (en amont) à la bande côtière (à l'aval), en passant par les formations sédimentaires anciennes de la zone de Betioky, les terrains néogènes et le plateau calcaire. On peut admettre que l'alimentation de la nappe générale se fait principalement dans sa zone amont, dans le domaine du socle où la pluviométrie est maximum. Cette conception du système en nappe générale est très importante car elle sous-entend que la bande côtière représente un milieu intermédiaire, de transit, avant la mer
- ✓ Si au sud de la zone, l'écoulement de la nappe générale est relativement directe, des terrains du socle, vers le plateau Mahafaly, cette communication est beaucoup moins évidente au nord, à travers les terrains sédimentaires anciens du bassin de Betioky. L'importance des gradients vers l'Ouest de la nappe dans cette zone suggère une barrière hydraulique qui limite l'alimentation latérale du plateau Mahafaly par les eaux issues du socle. Ces eaux sont en revanche drainées par le fleuve Onilahy qui les réinjecte dans la nappe plus en aval, au niveau de pertes importantes dans le plateau Mahafaly.
- ✓ Si l'eau de la nappe générale dans sa zone amont (socle), est en moyenne très douce, il existe quelques points présentant une salinité très élevée encore non expliquée. La nappe tend ensuite globalement à se minéraliser vers l'aval, en traversant les diverses formations géologiques. Si cette situation est tout à fait classique et peut se concevoir dans notre cas, on met aussi en évidence une salinité anormalement élevée pour les eaux issues des terrains calcaires du plateau Mahafaly. Nous avons vu qu'il existe au sein des terrains cristallins, mais aussi dans certains niveaux du plateau, des sources potentielles de minéralisation (évaporites, hydrothermalisme...). Ceci pose la question de leur implication respective dans la minéralisation des eaux en aval, au sein du plateau calcaire et de la bande côtière.
- ✓ L'alimentation de la nappe de la bande côtière par les eaux issues du karst Mahafaly est pour les anciens auteurs, quasi-certaine, alors qu'une alimentation d'origine pluviale est *a priori* exclue.
- ✓ L'eau de la nappe de la bande côtière est d'une manière générale très salée. S'il semble évident que la mer joue un rôle prépondérant dans la minéralisation de la nappe, les modalités de cette contamination semblent complexes et restent à préciser.

*Partie IV. : GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE*



#### ***IV.1. Introduction***

Le but de ce chapitre est d'essayer de caractériser au mieux l'aquifère quaternaire côtier, du point de vue lithologique et structural notamment à partir des données nouvellement acquises, au cours de l'étude.

Même si la bande côtière est constituée presque exclusivement de terrains quaternaires, ceux-ci apparaissent relativement variés d'un point de vue lithologique et leur agencement, particulièrement en profondeur est très mal connu. De ce fait, la cartographie précise des formations géologiques de l'ensemble de la bande côtière est rendue particulièrement difficile. Quelques travaux cartographiques avaient été commencés, à une échelle de 1/100 000, suite à la campagne de photographies aériennes des années 1960, mais je n'en ai retrouvé que des documents inédits (Calques surchargés provisoires, de 1964).

L'analyse d'images satellite de la zone permet d'accéder à de nouvelles informations. La compilation de ces informations avec mes propres observations de terrain et celles issues de la bibliographie, me permet de proposer une cartographie des terrains de la bande côtière Mahafaly, avec quelques éléments nouveaux.

Cette cartographie associée aux données de profondeur nouvellement acquises avec les forages de l'étude permet de préciser quelques hypothèses sur la structure de la plaine littorale.

## **IV.2. Cartographie de la plaine côtière**

### **IV.2.1. Méthode cartographique**

Du fait des nombreuses tournées de suivi des points d'eau que j'ai été amené à effectuer, sur l'ensemble de la bande côtière, j'ai pu dans un premier temps me familiariser avec les paysages, et les différentes formations géologiques, d'une manière globale. Je me suis ensuite intéressé de manière plus précise à quelques zones particulières, où j'ai pu noter de nombreuses observations : sur la topographie, sur les variations lithologiques locales, sur les indices de fracturation, etc... Quelques coupes ont pu également être levées dans les matériaux gréseux. L'ensemble de ces observations de terrains, constitue la base de l'interprétation des données indirectes fournies par les images satellites et les photographies aériennes.

J'ai pu ensuite disposer à la fin de mon séjour sur le terrain, de scènes Landsat, acquises par le PNUD, auprès du FTM, à Antananarivo. J'ai réalisé leur compilation et leur traitement en image fausse couleur au laboratoire de planétologie de Nantes, à partir du logiciel ER Mapper. Après ajustement du géoréférencement de ces images, J'ai pu les exploiter sur S.I.G. (logiciel Mapinfo), en y intégrant la base de données des points d'eau et forages, et les diverses observations directes de terrain.

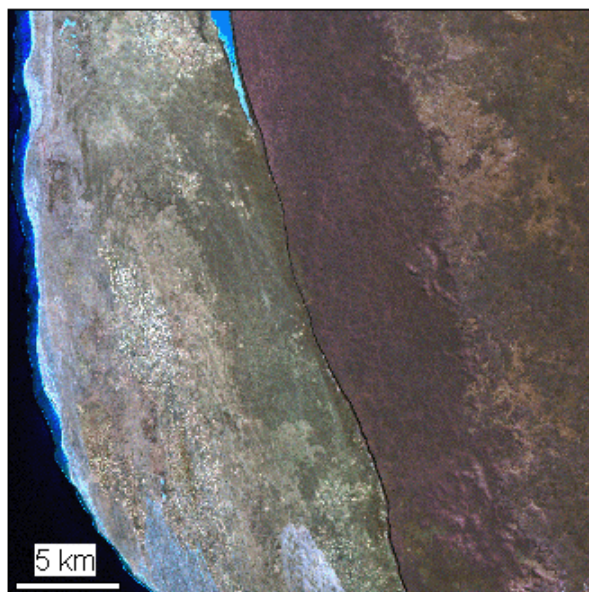
Les scènes LANDSAT Anakao et Sakaraha dont je dispose sont issues de survols du satellite, respectivement d'Août et Septembre 1999. Elles constituent donc une base de cartographie relativement récente, par rapport aux cartes topographiques existantes (qui ont été interprétées d'après les photographies aériennes des années 1960).

Dans un premier temps, la localisation sur ce fond de repères topographiques (pistes, avens, mares, relief, points d'eau...) m'a permis de repositionner, la plupart de mes observations de terrain et la plupart des points d'eau avec une bonne précision (quelques dizaines de mètres). J'ai pu ainsi mettre à jour et corriger la base de donnée S.I.G. des points d'eau déjà géoréférencés (sous mapinfo).

Dans un deuxième temps, j'ai tenté d'individualiser des ensembles géographiques distincts, par une démarche comparable à la cartographie à partir de photographies aériennes. Cependant, si cette dernière donne une information globale, du signal réfléchi par la surface terrestre, la discrimination de ce signal en différents canaux rendue possible par la télédétection, complétée par les informations des domaines infrarouges, rend la visualisation beaucoup plus sensible, aux faibles variations de la surface terrestre. De nombreux traitements et combinaisons de canaux ont été visualisés, quelques exemples d'images en fausses couleurs, issues de ces traitements sont présentés sur la Figure IV-1.

L'ensemble de ce travail cartographique se rapporte aux 8 planches à l'échelle 1/100 000 données en annexe et qui sont commentées dans les paragraphes suivants.

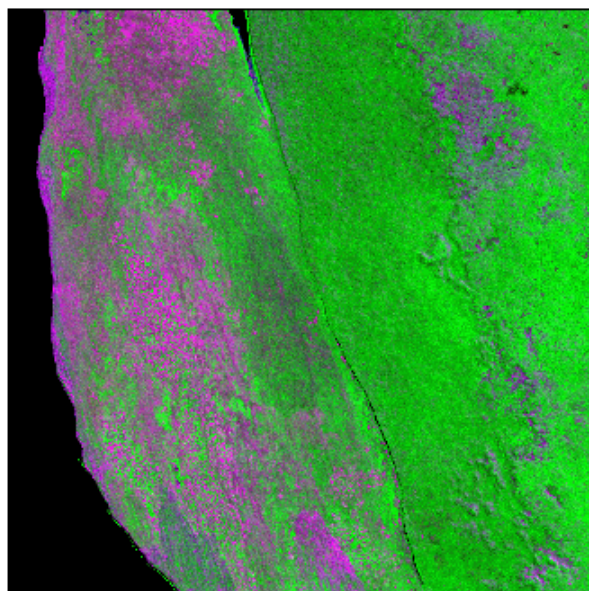
## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE



### Combinaison : B1G3R6

- Bleu : canal 1 (bleu 480 nm)
- Vert : canal 3 (rouge 660 nm)
- Rouge canal 6 (IR Th. 11000 nm)

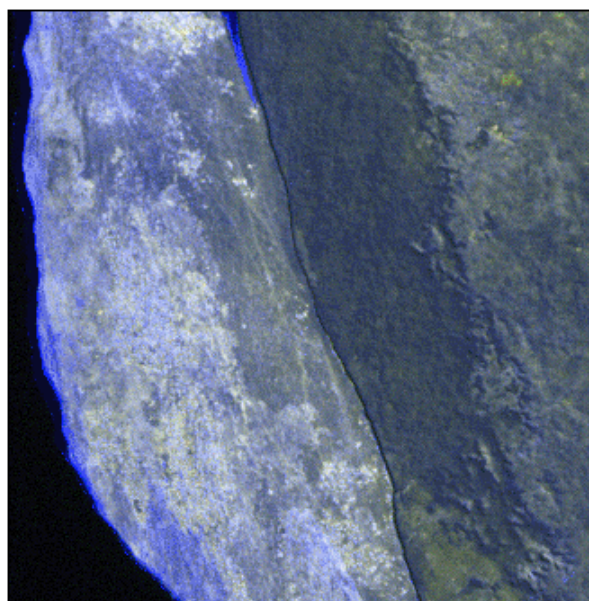
Cette combinaison permet de faire ressortir en teintes plus "froides", les dunes vives, à l'ouest. Sur les dunes anciennes plus jaunâtre; les teintes les plus sombres traduisent un couvert végétal plus dense. On distingue ainsi nettement les zones de forêt le long de la falaise et les parcelles cultivées autour des villages. Sur le plateau, (moitié droite de l'image), on voit très nettement la bande sombre de la zone d'affleurement de l'Eocène inférieur (zone des avens).



### Combinaison : 5-NDVI-7

- Bleu : canal 5 (IR moyen 1650 nm)
- Vert : Indice NDVI
- Rouge canal 7 (IR lointain 2200 nm)

Cette combinaison fait ressortir (en vert) l'intensité du couvert végétal. Elle permet de confirmer ou non l'origine végétale des limites identifiées sur d'autres traitements. On constate que le couvert végétal de la zone des avens est peu différent du reste du plateau ce qui tend à montrer que les différences de teintes observées sur les autres traitements traduisent surtout un changement de nature du terrain. Le couvert végétal de la bande côtière est moins dense que sur le plateau.



### Combinaison : B8G6R6

- Bleu : canal 8 (panchromatic)
- Vert : canal 6a (IR Th. 11000 nm)
- Rouge canal 6b (IR Th. 11000 nm)

Cette visualisation en infrarouges thermiques permet d'accentuer des détails, peu visibles sur les autres traitements. Sur le plateau, au sud, on observe ainsi un changement de nature du sol, au sein de la zone des avens. Il pourrait s'agir d'une autre surface structurale mais je n'ai pas pu le vérifier sur le terrain. L'utilisation du canal panchromatique en fond bleu permet d'obtenir une meilleure définition (1 pixel = 15m x 15m).

Figure IV-1 : Exemples de traitements d'images satellite en fausses couleurs (plaine littorale et plateau Mahafaly : région sud du Lac Tsimanempetsotsa)

**IV.2.1.1. Informations de base sur l'imagerie Landsat**

Le satellite Landsat 7 duquel proviennent nos images a été lancé en avril 1999. Il est placé en orbite à 705 km d'altitude et repasse par la même position tous les 16 jours, après avoir effectué 233 orbites autour de la terre. Il balaye une bande de 185 km au sol.

Le système d'observation embarqué ETM (Enhanced, Thematic Mapper), comporte 8 canaux dont les caractéristiques sont données par le tableau ci-dessous.

Canal	fenêtre spectrale	longueur d'onde (microns)	Résolution au sol (m)
1	Bleu	0.450 à 0.515	30
2	Vert	0.525 à 0.605	30
3	Rouge	0.630 à 0.690	30
4	Infrarouge proche	0.750 à 0.900	30
5	Infrarouge moyen 1	1.550 à 1.750	30
6	Infrarouge Thermique	10.400 à 12.500	60
7	Infrarouge moyen 2	2.090 à 2.350	30
8	Panchromatic	0.520 à 0.900	15

Tableau IV-1 : caractéristiques du système d'observation ETM Landsat (d'après le site Internet NASA)

Les scènes fournies par le FTM, forment des rectangles de l'ordre de 255 km de largeur et de 210 km en hauteur, orientées dans le système Laborde (système de projection de Madagascar et l'île de la Réunion), dans lesquels ont été insérées les images Landsat. Deux de ces scènes qui se chevauchent sont nécessaires pour couvrir notre zone : la scène d'Anakao au Sud et celle de Sakaraha au Nord.

**IV.2.1.2. Incidence de la végétation**

Un des problèmes majeurs de la cartographie des terrains à partir d'imagerie d'altitude, aussi bien pour l'analyse des photographies aériennes que des images satellites dans les longueurs d'ondes considérées, est due à la végétation. En effet, les formations végétales sont susceptibles de recouvrir tout ou partie des différents terrains, masquant les contacts, et empêchant un accès direct à l'information géologique. Cependant, si souvent, ceci peut-être considéré comme un inconvénient, le couvert végétal peut aussi s'avérer être un révélateur de la nature des sols et donc du matériaux géologique sous-jacent. Ceci est particulièrement vrai sur la zone où comme nous l'avons évoqué précédemment (cf. § I.5), du fait de l'aridité, les formations végétales sont souvent associées à un environnement pédologique particulier. Ainsi, le bush xérophile à Didiéracée du plateau, tranche avec le bush à Euphorbes des dunes anciennes de la bande côtière. De même, sur la bande côtière, l'augmentation de densité du couvert végétal naturel d'Ouest en Est apparaît clairement.

Le plus gros problème réside dans le fait que ce couvert végétal a subi une altération d'origine anthropique plus ou moins poussée, créant de nombreuses discontinuités, non représentative de la nature du terrain sous-jacent. Sur les images satellites, on individualise ainsi de nombreuses zones très claires (à très forte réflectance), localisées autour des zones habitées de la bande côtière, issues directement du défrichage et des cultures. La cartographie est alors rendue très difficile sur ces zones, puisque seul du sable remanié y est présent en surface.

La télédétection offre l'avantage de permettre la discrimination de l'information due à la végétation de celle issue des autres facteurs. En effet, la structure, et l'activité chlorophyllienne des feuilles, aboutit en terme de réflectance à une réponse spectrale tout à fait caractéristique, avec une absorption importante du rayonnement (donc une faible réflectance) dans les domaines du bleu et du rouge. En revanche, ce spectre

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

présente un pic caractéristique dans le domaine des infrarouges proches. Cette signature spectrale, caractéristique de la végétation permet de calculer l'indice normalisé de végétation (NDVI) :

$$\frac{I(\text{PIR}) - I(\text{R})}{I(\text{PIR}) + I(\text{R})}$$

avec I(PIR), l'intensité du signal dans les infrarouges proches et I(R), l'intensité de réflectance dans le rouge.

En attribuant pour chaque pixel une intensité de teinte, proportionnelle à la valeur donnée par cet indice, on peut quantifier visuellement l'intensité du couvert végétal. La comparaison de ces images avec les autres traitements permet de savoir si une discontinuité apparente est due principalement ou non à une discontinuité dans la végétation (cf. Figure IV-1).

### **IV.2.2.les forages**

Une campagne de 42 forages a pu être réalisée sur la bande côtière (Figure IV-2), de novembre 1999 à octobre 2001, par une équipe détachée du Ministère de l'Énergie et des Mines (M.E.M.), sous le contrôle du bureau d'étude "Hydromad".

La campagne a commencé dans la moitié Nord de la bande côtière par la réalisation de forages de reconnaissance, au pied du plateau Mahafaly dans une ancienne vallée, pour capter l'aquifère Eocene, puis au sein de la bande côtière. Après plusieurs interruptions, elle s'est poursuivie par la réalisation de forages d'exploitation dans la moitié sud de la bande côtière.

Le matériel utilisé, mis à disposition par la Direction de l'Eau., a tout d'abord été remis en état de marche par le PNUD. L'atelier de forage ( cf. photos 10 et 11 en annexe) était composé de :

- un camion foreuse mixte, marteau fond de trou (MFT) et Rotary, "Tone 500", équipée d'une pompe à boue, pour les 29 premiers forages, les derniers ont été réalisés avec une autre foreuse : "Sankyo", moins puissante mais plus maniable, notamment dans les dunes,
- une centaine de mètres de tiges et de masse tige de 6 m,
- deux camions d'accompagnement et de déménagement avec matériel (soudure, citernes eau et carburant, groupe électrogène...etc.),
- un compresseur Airman 21 m<sup>3</sup>/minutes ,17 bars, utilisé pour le MFT et le développement des forages à l'air lift,
- deux pompes de diamètre 4'' de débits respectifs de 14 m<sup>3</sup>/h et 5 m<sup>3</sup>/h, pour une H.M.T. de 20 m.

Les forages ont été réalisés soit au Rotary boue ou air (outils de diamètres : 7" <sup>5</sup>/<sub>8</sub> ,9" <sup>7</sup>/<sub>8</sub> ou 12" <sup>1</sup>/<sub>4</sub> ou au marteau fond de trou, (outils de diamètres 6" <sup>1</sup>/<sub>4</sub> ) suivant la dureté et la tenue des formations rencontrées. Du fait de l'instabilité des horizons sableux ou gréseux faiblement consolidés, la mise en place d'un tubage provisoire métallique de 10", a été souvent nécessaire. Celui-ci était assemblé et désassemblé à l'arc électrique, technique particulièrement lourde, nécessitant de longue période d'interruption de la foration.

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

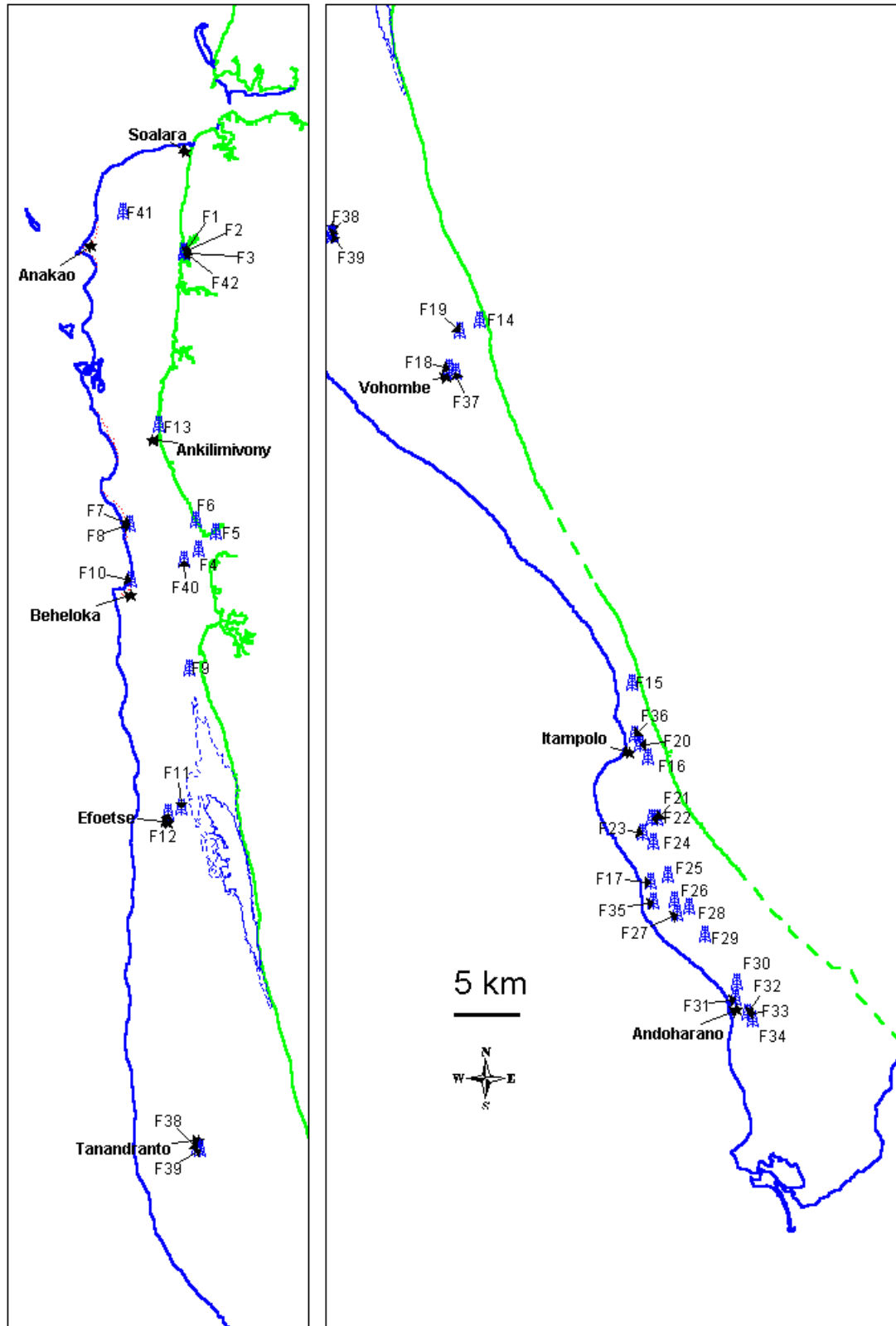


Figure IV-2 : Situation des forages sur la bande côtière.  
Les forages sont numérotés dans l'ordre de leur réalisation. F1 à F42

Le caractère destructif de la foration ne permettait de déterminer la formation lithologique qu'à partir des cuttings, et de la vitesse d'avancement. Cependant, il est arrivé fréquemment que des pertes totales de

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

fluide ne permettent pas de faire remonter de cuttings. Les coupes de tous les forages sont données en annexe, leur caractéristiques, sont récapitulées dans le Tableau IV-2.

Forages	Numéro	Date	Y Laborde Longitude	X Laborde Latitude	altitude approximatif	profondeur forée	profondeur équipée	Géologie captée
F1 ANTAITSAI	U3000	08/11/1999	122.880	269.860	22	31,5	30	Eocène moyen
F2 ANTAITSAI	U3001	19/11/1999	122.760	269.970	21	28	26,75	Eocène moyen
F3 ANTAITSAI	U3002	24/11/1999	122.760	269.970	23	9,46	8,66	Eocène moyen
F4 AMBILAHILAHIKA	U3003	02/12/1999	123.780	246.340	20	83	-	Argile continentale
F5 AMBILAHILALIKA	U3004	14/12/1999	125.210	247.490	23	64,04	41,69	Eocène moyen
F6 AMBILAHILALIKA	U3005	27/01/2000	122.710	249.130	23	53,85	50,18	Eocène moyen
F7 AMPASINABO	U3006	02/02/2000	118.440	248.040	9	11,75	11,39	Dunes moyenne
F8 AMPASINABO	U3007	03/02/2000	118.440	248.040	9	8	7,3	Dunes moyenne
F9 ANKILIBORY	U3008	15/02/2000	123.150	236.490	8	38,73	35,77	Grès quaternaire
F10 BEHELOKA	U3009	17/02/2000	118.490	243.850	5	8,8	8,8	Formation de plage
F11 EFOETSE	U3010	29/02/2000	122.430	225.600	2,5	37	27,19	Grès quaternaire
F12 EFOETSE	U3011	11/03/2000	121.410	224.900	5	41,9	40,85	Grès quaternaire
F13 ANKILIMIVONY	U3012	24/03/2000	120.940	256.160	35	52,75	51,72	Eocène moyen
F14 NANOHOFA ambany	U3013	09/04/2000	135.630	191.400	9	25,8	23,12	Grès quaternaire
F15 NIKOTSY LAVAVOLO	U3014	15/04/2000	147.840	161.680	13	31	30,5	Eocène inférieur
F16 VINTANY	U3015	23/04/2000	149.320	156.350	15	31,05	25,1	Quaternaire + Eocene?
F17 BESASAVY	U3016	05/05/2000	149.460	146.670	10	32,2	32,2	Grès quaternaire
F18 VOHOMBE	U3017	01/08/2000	133.200	187.600	12	19,85	19,85	Grès quaternaire
F19 NANOHOFA haut	U3018	14/08/2000	134.000	190.500	31	42,35	42,35	Grès quaternaire
F20 ITAMPOLO	U3019	19/08/2000	147.990	157.890	14	18,04	17,72	Grès quaternaire
F21 BEVALA	U3020	31/08/2000	149.930	154.840	29	36,5	36,34	Grès quaternaire
F22 BEVALA	U3021	08/09/2000	149.400	151.550	26	33,6	33,55	Grès quaternaire
F23 TANANDAVA	U3022	16/09/2000	148.640	150.370	12,5	18,25	18,22	Grès quaternaire
F24 TONGAENORO	U3023	24/09/2000	149.500	149.700	17	26,2	25,55	Grès quaternaire
F25 BESASAVY carrefour	U3024	30/09/2000	150.800	147.100	17	25,4	25,4	Grès quaternaire
F26 AMBALABE 1	U3025	06/10/2000	151.200	145.000	13	20,05	19,95	Grès quaternaire
F27 AMBALABE 2	U3026	13/10/2000	151.100	144.000	17	22,31	22,12	Grès quaternaire
F28 TSIANDRINA nord	U3027	24/10/2000	152.400	144.500	25	36,28	36,16	Grès quaternaire
F29 SAKARIAKE	U3028	29/10/2000	153.600	142.300	29	37,35	36,35	Grès quaternaire
F30 BELOFOTSE	U3029	28/08/2001	156.140	138.480	29,5	42,25	40,43	Grès quaternaire
F31 ANDOHARANO	U3030	31/08/2001	156.050	137.140	14	20,92	20,92	Grès quaternaire
F32 ANDRAHIPANO	U3031	09/04/2001	157.030	135.990	12	18,41	17,41	Grès quaternaire
F33 ANDRAHIPANO	U3032	09/05/2001	157.030	136.030	12	19,1	18,8	Grès quaternaire
F34 KAIKARIVO	U3033	09/07/2001	157.400	135.500	14	21,8	21,3	Grès quaternaire
F35 MANARIMBE	U3034	09/11/2001	149.530	144.960	8,5	20,3	20,1	Grès quaternaire
F36 ITAMPOLO	U3035	14/09/2001	147.990	158.280	11	17,3	15,3	Grès quaternaire
F37 VOHOMBE	U3036	17/09/2001	133.750	187.200	9	16,35	16,19	Grès quaternaire
F38 TANANDRANTO	U3037	20/09/2001	123.800	198.300	6	21,35	21,35	Grès quaternaire
F39 TANANDRANTO	U3038	22/09/2001	123.900	198.100	13	22,35	21,99	Grès quaternaire
F40 BEHELOKA	U3039	06/10/2001	122.750	245.120	20	67,2	-	Argile continentale
F41 ANAKAO	U3040	13/10/2001	117.825	272.985	8	91,35	86,05	grès argiles à la base
F42 ANTAITSAI	U3041	17/10/2001	122.720	269.720	22	44,2	44,2	Eocene moyen

Tableau IV-2 : caractéristiques des forages de la bande côtière

L'équipement de tous les forages productifs a été réalisé avec un tubage PVC semi-fileté dans la masse, de diamètre intérieur 110mm (4"½) et des crépines de 1 mm d'ouverture, au sein d'un massif annulaire de gravier filtrant, plus ou moins roulé de 1-3 mm. Pour la plupart des forages, le massif filtrant a été prolongé quelques m au dessus des crépines. Au dessus de ce massif, l'espace annulaire est remblayé par le produit du forage (cuttings), ou dans certains cas par des matériaux argileux (pour limiter d'éventuelles contaminations) jusqu'à 6 m de la surface. Une cimentation de tête par gravité a ensuite été réalisée jusqu'à la surface.

### Prospection électrique

Quelques campagnes de géophysique électrique ont été réalisées, particulièrement dans la zone nord de la bande côtière avant l'étude, pour tenter d'identifier les couches et leur extension, la présence de zone fracturée et de situer éventuellement le biseau d'eau salé ((Equipe Cousteau et al. 1997), SGDM 1999 *in* (Hydromad 1999)). A part pour les couches très superficielles, aucune corrélation a posteriori n'a pu être

établie de manière satisfaisante entre les hypothèses géophysiques et les données des forages réalisés sur les mêmes zones.

J'ai réalisé quelques essais de sondages électriques, dans les matériaux dunaires littoraux, où la profondeur (5 m) du niveau statique était connue (proximité d'un puits). Ces essais n'ont pas permis de mettre en évidence la nappe. Pour des distances AB/2 supérieures à 15 m, les valeurs de résistivités sont devenues très changeantes. Même en arrosant les électrodes à l'eau de mer, il semble bien que la forte résistivité des sables en surface altère énormément la qualité des mesures sur les terrains plus en profondeur.

### **IV.2.3. Les terrains identifiés sur la bande côtière**

Comme évoqué précédemment, le remplissage quaternaire de la bande côtière, est issue de l'agencement de différents systèmes dunaires. Les travaux antérieurs permettent d'admettre globalement trois systèmes dunaires principaux, liés à trois épisodes paléo-climatiques distincts : Le Tatsimien, le Karimbolien et le Flandrien, du plus ancien au plus récent.

Même s'il s'agit en majeure partie de matériaux sableux, l'évolution au cours du temps, des terrains de la bande côtière, sous l'influence des climats et des variations du niveau marin a abouti aujourd'hui à une grande diversité lithologique, susceptible d'être à l'origine de grandes hétérogénéités dans l'aquifère quaternaire.

L'analyse des images satellites couplées aux observations de terrain et aux données nouvelles des forages m'a permis de différencier et de cartographier un certain nombre de formations lithologiques distinctes, au sein des systèmes dunaires. Leur cartographie sur la bande côtière est donnée en annexe sous forme de 8 cartes au 1/100 000, avec en fond, une image satellite traitée en couleurs vraies. Ces formations distinctes sont décrites dans les paragraphes suivants.

#### **IV.2.3.1. Les formations de surface**

##### *IV.2.3.1.1. Les dépressions salées (DE)*

De nombreuses mares temporaires, existent dans les dépressions de la bande côtière, lorsque la nappe est à très faible profondeur (quelques m). Ces mares se remplissent plus ou moins en saison des pluies et s'assèchent rapidement ensuite sous l'effet de l'évaporation. Ce processus est à l'origine du dépôt dans ces dépressions, d'argiles blanchâtres, enrichies en sels et en gypse, plus ou moins recouvertes d'une végétation halophile relativement rase. De ce fait, ces mares sont très facilement reconnaissables sur les images satellites, avec une forte réflectance. L'épaisseur des argiles dépasse rarement un mètre. Elles sont souvent surmontées d'une croûte salée et gypseuse se transformant en véritable patinoire dès qu'il pleut.

Dans le nord de la bande côtière ces dépressions sont assez nombreuses, et regroupées ce qui permet de visualiser les zones où la nappe est à faible profondeur voire sub-affleurante. Elles sont localisées principalement :

- (1) le long de la falaise, Au sud de Soalara,
- (2) proche du littoral, entre Anakao et Beheloka,
- (3) à l'ouest du lac Tsimanampetsotsa, et particulièrement, dans la zone d'Efoetse.

Au sud du lac, les mares, n'existent que très proches de la côte dans le sud, car l'altitude générale de la bande côtière est plus élevée.

J'ai représenté avec le même figuré, l'ensemble des argiles lacustres qui entourent le lac Tsimanampetsotsa. Leur extension latérale semble se limiter à leur zone d'affleurement, matérialisant vraisemblablement, une dépression (altitude inférieure à 5 m) anciennement recouverte par les eaux du lac, lorsque le niveau de celui-ci était plus haut.



### IV.2.3.1.2. Les sols de décalcification (D2c)

Cet ensemble correspond à des sables roux, relativement argileux décalcifiés et rubéfiés. Ces sols d'épaisseur modérées (< 1 m) ont été décrits par Battistini (1964), comme "sols rouges sub-squelettiques, sur calcaires Eocène", sur le plateau Mahafaly. Cette formation lithologique apparaît liée à la proximité des calcaires éocènes. Aussi, si ces sables roux se rencontrent le plus souvent sur le plateau, notamment comme remplissage des grandes dépressions à fond plat (dolines). Il en existe aussi sur la bande côtière, dans la région d'Itampolo, le long de la zone d'affleurement de calcaires éocènes.

### **IV.2.3.2. Les alluvions**

#### IV.2.3.2.1. Les alluvions du plateau (Al)

L'analyse précise de la surface, dans la zone de la bande côtière située au nord du village d'Ankilimivony met en évidence, de nombreuses discontinuités, avec des tracés sinueux. D'après mes relevés de terrain, ces discontinuités sont issues de la présence à certains endroits de sables roux en plus grande proportion. Vus en images satellites, ces épandages de sables roux sur la bande côtière apparaissent liés à la présence des paléo-vallées, qui entaillent la falaise du plateau dans cette zone. On peut remarquer par ailleurs que le plateau à cet endroit est couvert sur de grandes surfaces de sables roux, ceux-ci semblent par contre avoir été décapés au droit des paléo-vallées. Il est alors possible d'interpréter les sables roux de toute cette partie de la bande côtière (jusqu'à Soalara) comme des dépôts alluvionnaires, provenant du plateau, déversés sur les dunes côtières au niveau des vallées, lors de périodes plus humides que l'actuel. La mise en place de ces dépôts semble synchrone ou postérieure à celle de la dune sous-jacente (Karimbolien de Battistini) et on peut remarquer que la limite occidentale de ces dépôts correspond à l'axe sub-méridien d'un cordon dunaire ancien. La période principale d'épandage de ces alluvions, pourrait correspondre à la période humide du lavanorien de Battistini (cf. II.2.3.1.3).

Il faut signaler que les grandes étendues de sables roux qui couvrent le plateau au nord du couloir d'Itombona ne semblent pas exister au sud, ce qui peut être due à la nature du calcaire et à l'importance du réseau karstique sous-jacent (lapiaz actif au Sud).

#### IV.2.3.2.2. Les alluvions du couloir d'Itombona (Alc)

Le remplissage du couloir d'Itombona est constitué de sables et d'argiles rouges d'origine continentale, en majeure partie attribuée au Néogène (Battistini, 1964). Ces matériaux se voient relativement bien sur les traitements d'images, ce qui permet de bien préciser leur extension en surface, sur la bande côtière.

Il apparaît que les alluvions du couloir occupent presque la moitié de la largeur de la bande côtière. La zone la plus proche du couloir est exclusivement couverte de sables et argiles rouges, mais ces matériaux sont encore visibles, plus ou moins recouverts de sables beiges de la dune ancienne, sur une grande étendue, s'étendant jusqu'au village d'Ankilimivony au Nord et disparaissant sous les argiles du lac au Sud.

Nous verrons plus loin, que les forages effectués sur la zone (F4, F5, F9, F40) ont montré que l'épaisseur de ce remplissage est très importante (plus de 80 m dans l'axe du couloir).

#### IV.2.3.2.3. Les épandages du talus (Ep)

D'une manière générale, il existe au pied de la falaise éocène, une bande plus ou moins large (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres), de dépôts de bas de pente, constituées par les éboulis hétérogènes du plateau. Ceux-ci n'ont pas été cartographiés d'une manière générale mais certains présentent des caractères particuliers comme ceux situés au pied de la falaise à l'Est d'Itampolo. Sur les images en

fausse couleur, on distingue en effet relativement bien, une forme d'éventail, au déboucher de chaque vallée, qui entaille le plateau. La teinte en fausse couleur, de ces éventails, est semblable à celle des calcaires ou des grès calcaires. Leur forme et leur disposition évoque des cônes d'alluvions provenant du démantèlement des dunes grésifiées Tatsimiennes, présentes sur le plateau Mahafaly (cf. IV.2.3.3.3). L'analyse des photographies aériennes, ne met toutefois pas en évidence de relief marqué au niveau de ces éventails. Ceci pourrait être du au fait que l'épandage de ces éventails d'alluvions est relativement ancien, à une période post-tatsimienne, relativement humide., et ils ont pu subir, depuis, une certaine érosion, à l'origine de leur aplanissement.

### **IV.2.3.3. Les systèmes dunaires**

Chaque ensemble dunaire se caractérise par une teinte qui traduit la nature du sable qui le compose, son altération, son éventuelle grésification, sa teneur en matière organique et surtout l'état de son couvert végétal. Si certaines de ces variations de teintes se devinent localement sur le terrain, les traitements d'images en fausse couleur permettent de les révéler plus nettement et de les suivre sur de grandes distances. Il apparaît alors possible de les cartographier avec une certaine précision.

#### *IV.2.3.3.1. Les dunes récentes D3 (Flandrien de Battistini)*

De part son faible couvert végétal, ce système dunaire se distingue en général très nettement des autres, avec une forte réflectance. Ceci explique que ces dunes aient déjà pu être individualisées sur quelques anciennes cartes locales, à partir des photographies aériennes (Aurouze, 1959 ; Battistini, 1964). Cette ensemble forme une bande presque continue le long du littoral, de quelques centaines de mètres de large en moyenne, mais à l'origine de langues pouvant être beaucoup plus étendues (au niveau de Vohombe). On peut distinguer deux générations de dunes :

- ✓ Les dunes actuelles (D3b), vives, pouvant former des amas assez abrupts. Elles s'allongent sporadiquement le long des plages, formant des bandes de quelques centaines de m de large sur plusieurs km de long. Le couvert végétal n'est représenté que par quelques arbustes (Euphorbes) et buissons épineux.
- ✓ Les dunes récentes fixées ou en voie de fixation (D3a). Leur relief est un peu adouci, et elles contiennent un peu de matière organique, favorisant le développement d'un tapis herbeux plus ou moins dense. Les arbustes y sont plus nombreux.

La limite entre cet ensemble et l'ensemble des dunes plus anciennes (karimboliennes de Battistini) peut être très nette et bien marquée sur les images satellites, comme à l'ouest du village de Tanandranto, mais elle peut aussi devenir plus diffuse, si les sables des dunes récentes se prolongent plus à l'intérieur des terres de manière discontinue et sur une plus faible épaisseur, comme par exemple au nord du village de Maromena.

Il existe au sud de notre zone, un système de dunes actuelles particulières (D3L). Celui-ci constitue une frange très découpée, le long de la rive droite de la Linta. Ces dunes correspondent au dépôt éoliens, issus des forts vents du Sud, qui s'engouffrent dans la large vallée de la Linta. Après y avoir arraché les sables de son lit, ils les reposent plus au Nord.

#### *IV.2.3.3.2. Les dunes anciennes D2 (Karimbolien de Battistini)*

Cet ensemble est de loin celui qui couvre la plus importante surface sur la bande côtière. Il se caractérise en général par une réflectance beaucoup moins forte, du fait de la présence de matière organique dans les sables, favorisant un couvert végétal plus dense. Comme nous l'avons évoqué, celui-ci tend à devenir plus important lorsqu'on se rapproche de la falaise. Si on part du principe que la qualité du couvert

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

végétal traduit l'âge de la mise en place et de l'altération de la dune sous-jacente, cette disposition du couvert végétal tend à confirmer le schéma de Sourdat (cf. § II.2.3.2), quant à l'agencement des systèmes dunaires de la bande côtière, dans le sens où les matériaux les plus anciens et les plus altérés sont ceux qui sont situés le plus à l'ouest de la bande côtière. Si cette approche est valable pour les zones où le couvert végétal est naturel, l'analyse des images satellites montre qu'il existe de très nombreux endroits où le couvert végétal a été altéré par l'action humaine, notamment autour des zones habitées.

Tout en tenant compte de cet artefact, on peut distinguer au sein du système Karimbolien, différents ensembles de terrains cohérents notés :

- ✓ (D2c) : Ce vaste ensemble dunaire ancien ne laisse apparaître en surface que des sables assez grossiers, décalcifiés et faiblement rubéfiés. Ceux-ci deviennent de plus en plus sombre, lorsqu'on se rapproche de la falaise et correspondent aux sables notés Q21 et Q22 du schéma de Sourdat (cf. § II.2.3.2). En profondeur, ils sont moyennement grésifiés, mais en surface, leur texture grossière leur confère une faible capacité de rétention en eau. De ce fait, ils sont facilement remaniés par le vent, ce qui permet par endroit la mise à nu d'une croûte calcaire sous-jacente.
- ✓ (D2b) : Cet ensemble se distingue de D2a sur les images en fausses couleurs au niveau d'une discontinuité très nette, particulièrement rectiligne, dans le prolongement de l'axe du lac, au sud de celui-ci. J'ai par ailleurs pu remarquer à plusieurs reprises sur le terrain, une limite souvent assez brutale dans le couvert végétal, marquée, par l'apparition des Didiéracées lorsqu'on s'approche de la falaise. Ce type de Didiéracée pousse particulièrement bien sur les terrains calcaires et ils constituent un élément majeur du bush du plateau. Il est possible que l'apparition de cette flore sur certains secteurs de la bande côtière traduise un enrichissement du sol en calcaire, sur ces zones. S'il est très probable que la variation de teinte observée sur les images corresponde à cette variation dans le couvert végétal, on peut s'interroger alors sur sa brutalité et sa parfaite rectitude sur plus de 25 km. Elle pourrait être un marqueur de la proximité du substratum calcaire éocène. La coupe du forage F14, situé sur cette zone, ne permet toutefois pas de confirmer cette hypothèse. L'observation de cette formation en photographie aérienne montre qu'elle correspond à une dépression continue, an arrière d'un bourrelet dunaire. C'est peut-être la morphologie de cette dune qui est à l'origine du tracé très rectiligne de cette limite.
- ✓ (D2a) : Cet ensemble représente une vaste zone, entre Itampolo et la Linta, qui se distingue sur les images en fausse couleur, par une morphologie très adoucie, une teinte intermédiaire entre celle des terrains D2c et celle des terrains de D1. Cette formation est entaillée par endroits par des thalwegs, avec des pentes assez abruptes, traduisant une bonne consolidation des terrains gréseux. L'identification de cette formation est issue des traitements d'images satellite mais je ne dispose pas d'observations fines de terrain. Je signalerai toutefois que les pistes de cette région sont généralement peu sableuses et bien consolidées, ce qui traduit une dureté plus importante des grès.
- ✓ (D2/E) : Au nord du couloir d'Itombona, à l'est du village d'Ankilimivony, on observe un recouvrement sableux du plateau. Celui-ci se dégage de manière distinct des matériaux du plateau (calcaires et sables rouges) et il prolonge un cordon dunaire Karimbolien subméridien de la bande côtière. A l'heure actuelle, on peut voir que les matériaux sableux sur le plateau, font l'objet de cultures, celles-ci sont relativement récentes puisqu'elles n'existent pas sur les photographies aériennes de 1960. On peut remarquer que ce recouvrement dunaire coïncide avec un bombement vers l'ouest du tracé de la falaise, ainsi qu'un changement de sa morphologie. Celle-ci, très rectiligne et assez abrupt au Nord, est en partie fossilisée par les dunes sur plusieurs kilomètres, à l'est du village d'Ankilimivony.

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

- ✓ D2/A : J'ai représenté par cet ensemble, deux zones qui se distinguent sur les images satellites par une teinte intermédiaire, entre celle des alluvions et celle des dunes, avec des taches plus sombres (rouges en couleur vraie), indépendantes du couvert végétal. Ces zones traduisent le mélange en diverses proportions ou les recouvrements successifs des matériaux dunaires karimboliens et d'autres matériaux exogènes. Ces ensembles forment : (1) une vaste auréole autour des dépôts alluvionnaires (Al) issues des vallées fossiles de la région d'Antsirafaly. Ces alluvions étant principalement des sables roux issus des sols de décalcification du plateau, leur mélange avec les dunes de la bande côtière en diverses proportions suivant les zones, donne les différentes teintes observées. (2) une large bande, entre le village d'Ankilimivony et le lac où les sables et argiles rouges du couloir d'Itombona (Alc) semblent partiellement recouverts par des cordons dunaires karimboliens.

### IV.2.3.3.3. La Grande Dune D1 (Tatsimien de Battistini)

A différents endroits, dans le sud de notre zone, le rebord occidental du plateau Mahafaly disparaît sous des matériaux dunaires. Ces recouvrements correspondent à des restes de la "grande dune" Tatsimienne (Battistini, 1964). Sur notre zone, ils sont représentés par deux importants massifs gréseux : le "Vohitampitse", à l'Est du village d'Ankazoabo et le "Sambatio", entre la Linta et Itampolo. Ces massifs gréseux sont entaillés de part et d'autres par de nombreuses ravines, profondes, ramifiées, à intervalles réguliers. Elles aboutissent, du côté de la plaine côtière, à des dépressions fermées, derrière les cordons dunaires karimboliens. A l'Est, du côté du plateau, les ravines se perdent dans les dépressions karstiques. D'un côté comme de l'autre, l'érosion de ces massifs a libéré un ensemble de dépôts gréso-sableux de piedmont, rendant difficiles les délimitations précises de la Grande Dune. Ces ravines apparaissent plus importantes sur le massif du Sambatio, où quelques-unes arrivent jusqu'à la mer (au niveau des villages d'Andoharano, Nisoa).

Sur les images satellites, ces massifs gréseux présentent en terme de réflectance un signal très ressemblant à celui des calcaires du plateau, traduisant sans doute leur cimentation calcaire importante. La morphologie du relief (plus adouci sur la Grande Dune), permet cependant de les différencier approximativement. Du côté de la bande côtière, la transition avec les terrains gréseux du système Karimbolien n'apparaît pas nettement. D'une part parce-qu'elle est masquée par les dépôts gréso-sableux issues de l'altération de la Grande Dune, et d'autre part parce que ces matériaux, mélangés à ceux plus récents du système karimbolien ont pu être remaniés et éventuellement grésifiés ensemble. De ce fait, la délimitation des amas dunaires Tatsimien est difficile, à partir des images satellites seules et les limites proposées sur la carte ne sont qu'indicatives, basées notamment sur les anciens travaux (Arouze, 1957 ; Battistini, 1964).

### IV.2.3.4. Les calcaires éocènes de la bande côtière

Jusqu'à présent, aucune description de la bande côtière n'a mentionné la présence de calcaires éocènes à l'ouest de la falaise du plateau Mahafaly. Pourtant, il existe à l'est d'Itampolo, une zone de plusieurs kilomètres de long où affleure un lapiez dans des calcaires francs, jusqu'alors interprétés comme de la croûte quaternaire. Au sein de ce lapiez, à environ 500m de la falaise du plateau, existe un petit aven, (aven Nikotsy) qui atteint la nappe, à une quinzaine de mètres de profondeur. La visite de cet aven m'a permis de constater qu'il est entièrement formé dans du calcaire, relativement massif et grossièrement stratifié, où j'ai d'ailleurs pu trouver un fossile de corail. Ce calcaire est tout à fait semblable au calcaire Eocène inférieur dans lequel se forment les avens du plateau. Par ailleurs, le forage F15, au sud de l'aven Nikotsy, distant de 700 m de la falaise, a traversé des calcaires similaires sur toute sa longueur soit plus de

30m. Cette épaisseur n'est absolument pas compatible avec l'hypothèse préexistante de croûte calcaire quaternaire. Je pense donc que les calcaires qui affleurent dans cette région de la bande côtière, à l'ouest de la falaise, appartiennent en réalité à l'Eocène. Une analyse sédimentologique et paléontologique plus fine pourrait permettre de confirmer cette hypothèse.

Quelques kilomètres au sud, le forage F16, près de l'aven Vintany à également traversé d'importants niveaux de calcaires dont un niveau de calcaire brun, à une côte de - 2 mNGM. J'ai pu observé un banc de calcaire semblable, en place, au fond de l'aven Vintany, à une côte de l'ordre de 2 mNGM. L'observation en lame mince de ce calcaire à montré qu'il s'agit d'un calcaire à momie de foraminifères, ayant subi une diagénèse relativement poussée, radicalement différente de celle des grès quaternaires. Il y a tout lieu de croire qu'il s'agit là également de calcaire éocène, qui dans ce cas est présent, à faible profondeur (15 m), sous les grès quaternaires.

Sur les images en fausses couleurs, ces calcaires présentent les mêmes teintes que les calcaires du plateau, et se distinguent relativement bien des sables de la bande côtière. J'ai donc pu cartographier leur contour, à partir de l'analyse des images satellites, couplée à une reconnaissance de terrain au GPS. La surface d'affleurement de ces calcaires se présente comme un fuseau, d'une dizaine de kilomètres, le long du plateau Mahafaly à l'est d'Itampolo. Cette surface est légèrement inclinée vers l'ouest où elle disparaît sous des sables rouges, bien visibles sur les images satellite.

Le même type de calcaires lapiazés que ceux de l'aven Nikotsy existe aussi, à l'est du lac Tsimanempetsotsa, partiellement masqué par des éboulis. Si nous n'avons ici aucun forage nous donnant des indications sur l'épaisseur et la nature de ces calcaires en profondeur, j'ai pu quand même les observer sur deux ou trois mètres au niveau de petits points d'eau naturels existant en bordure Est du Lac, confirmant qu'il s'agit bien du même type de calcaire.

A titre anecdotique, il faut signaler qu'on rencontre habituellement dans les avens du plateau Eocène des petits poissons cavernicoles, aveugles : "Typhleotris madagascariens" (Petit, 1933), au sein des formations éocènes karstifiées du plateau mahafaly. Ces poissons ont également été signalés lors de la foration de puits atteignant les niveaux éocènes, dans les paléo-vallées du plateau. Il est intéressant de noter que les seuls endroits sur la bande côtière où nous avons observé ce petit poisson sont justement : (1) au fond de l'aven Nikotsy, (2) dans les points d'eau qui bordent le lac à l'ouest, (3) dans le forage F16, où un poisson est remonté avec le fluide pendant la foration.

### **IV.2.4. Nature du remplissage quaternaire**

Les coupes des 42 forages réalisés au cours de l'étude sur la bande côtière, sont données en annexe. Ces coupes sont représentées sur la figure suivante, de manière schématique (cf. [Figure IV-3](#)) du Nord au Sud. Elles confirment la nature essentiellement grés-sableuse du remplissage quaternaire de la bande côtière, mais elles mettent surtout en évidence une différence de celui-ci, du Nord au Sud de la bande côtière.

Au sud de Tanandranto (F38, F39), les forages ont tous recoupé les niveaux de grès quaternaires relativement indurés, à une côte supérieure à celle de la nappe. Les forages réalisés plus au nord, soit n'ont pas traversé de grès (situation trop orientale), soit les ont recoupés à un niveau plus profond. Ceci m'amène à distinguer deux zones.

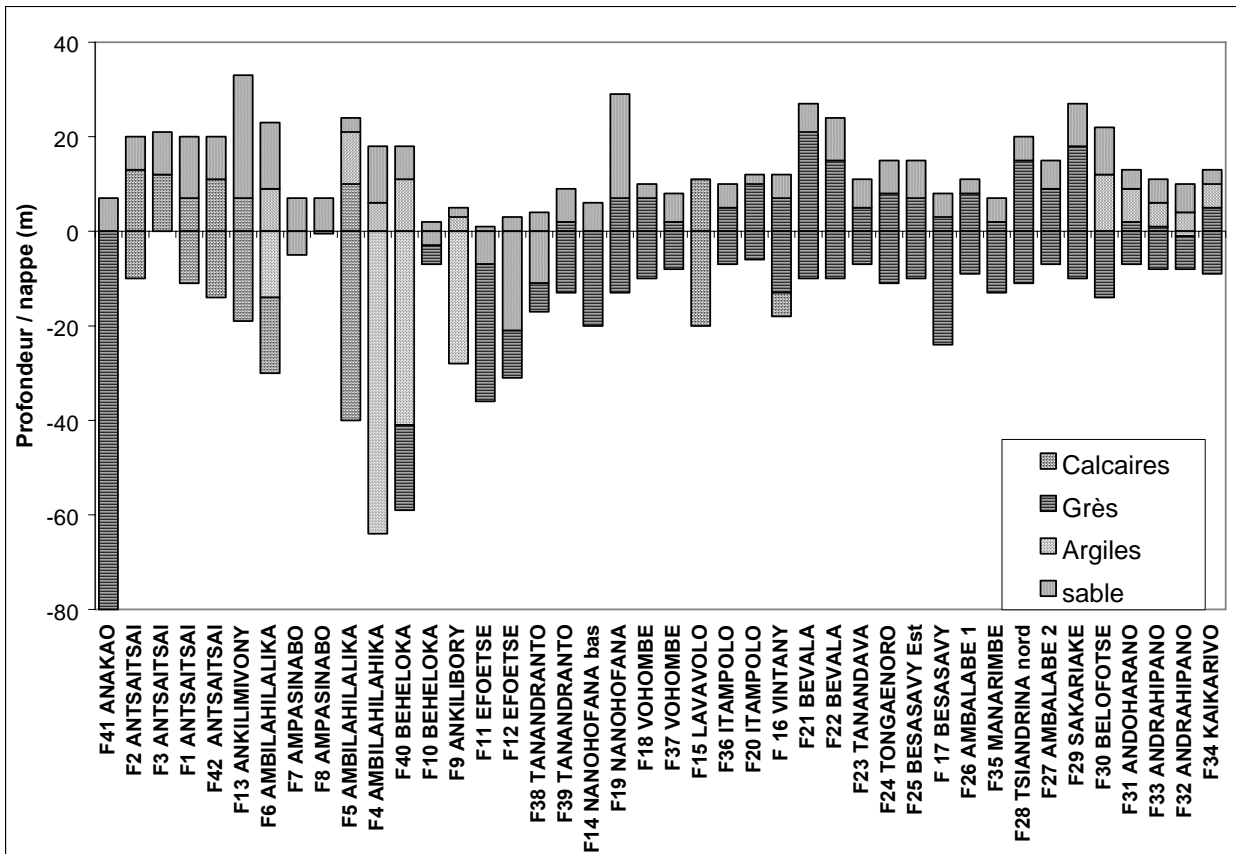


Figure IV-3 : Coupes schématiques des forages effectués sur la bande côtière. Les forages sont classés du Nord (à gauche) au Sud (à droite). Les coupes sont calées en altitude de manière relative, par rapport au niveau de la nappe (0).

#### IV.2.4.1. La zone nord de la bande côtière (de l'Onilahy à Efoetse)

Cette zone se caractérise en surface par l'absence d'affleurements gréseux francs. On n'y observe qu'une couverture sableuse relativement hétérogène, de plusieurs mètres d'épaisseur, pouvant être recouverte par endroit par des niveaux argileux. Sur la cote, ces différents niveaux peuvent se retrouver sous les cordons de dunes vives.

Nous ne disposons malheureusement pour cette zone que de peu d'informations de profondeur, au sein même de la bande côtière car les forages y ont surtout été implantés à l'est, proche de la falaise, ou dans les paléo-vallées du plateau, pour reconnaître l'aquifère éocène.

##### IV.2.4.1.1. Les forages orientaux

Aucun de ces forages situés proches de la falaise, n'a traversé de niveau gréseux francs. Ils permettent par contre de préciser la nature du remplissage, contre la falaise.

- ✓ les forages de la vallée d'Antaitsai (F1, F2, F3, F42) confirment la nature alluvionnaire de son remplissage (sables roux et galets de calcaires, issus du plateau), sur une épaisseur de l'ordre de 10 m. Les images satellites ont montré que ces alluvions s'étendent jusqu'au milieu de la bande côtière, entre les cordons dunaires karimboliens.
- ✓ Les forages du couloir d'Itombona (F4, F5, F6, F9, F40), montrent qu'il est rempli presque exclusivement d'argiles et de sables roux d'origine continentale représentant les apports du couloir. Le forage F4, situé au milieu de cette paléo-vallée, dans le prolongement de la falaise, traverse une épaisseur d'argiles avec quelques intercalations gréseuses sur plus de 80 m, traduisant l'importance de ce remplissage. Le forage F40, situé plus à l'ouest, rencontre en profondeur de nombreux niveaux gréseux,

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

qui pourraient représenter la limite orientale des épandages du couloir en profondeur. Cette limite matérialise vraisemblablement l'interface entre les apports continentaux du couloir et les dépôts dunaires d'origine marine. Le forage F9, situé à plus de 8 km au sud du couloir, traverse plus de 30 m d'argiles +/- sableuse, du même type que celle du couloir, ce qui confirme l'importance de leur extension vers le sud voire sous le lac. En surface, la foration de quelques piézomètres de l'ordre d'un mètre, dans la plaine du Lac Tsimanempetsotsa, au SW, a montré une faible épaisseur (quelques dizaines de cm) d'argiles limoneuses meubles et riches en gypse, sur des grès et des sables rouges. Il semble possible de généraliser ces observations en admettant une faible épaisseur (au maximum 1 ou 2 mètres) pour l'ensemble de la couverture argileuse formant la plaine du lac Tsimanempetsotsa.

- ✓ Le forage F13 situé sur le talus du plateau en pente douce, à l'ouest du village d'Ankilimivony a traversé quant à lui une couche de sables jaunes, peu rubéfiés, qui n'a pas la même nature que les remplissages alluvionnaires des paléo-vallées. Cette couche de sable atteint plus de 26 m d'épaisseur, et repose directement sur les calcaires éocènes, la portant à une altitude de plus de 40 mNGM. Ceci confirme l'observation faite sur les images satellites, de la fossilisation partielle du talus éocène par un cordon dunaire karimbolien, à l'est du village d'Ankilimivony.

### IV.2.4.1.2. Les forages Occidentaux

Seuls quatre forages situés en position plus occidentale sur la bande côtière, permettent *a priori* de se faire une idée de la nature de son remplissage. Il s'agit du F41 (à l'est d'Anakao), du F10 (sur la plage de Beheloka), et des forages d'Efoeste (F11, F12).

- ✓ Le premier atteignant une profondeur de l'ordre de -80mNGM sans avoir rencontré de terrains éocènes permet d'avancer une épaisseur minimum de l'ordre de 90 m du remplissage quaternaire dans le nord de la bande côtière. Ce forage a traversé une épaisseur importante, de grès assez hétérogènes, mais relativement tendres avec des niveaux de coquilles marines, y compris à grande profondeur. Aucun indice de fracturation n'y a été signalé. De ce fait, ces grès apparaissent plus comme des sables littoraux grésifiés, que comme de véritables grès comme ceux qu'on rencontre dans le sud.
- ✓ Ce forage a été arrêté dans des niveaux d'argiles jaunes. Lors du développement de ce forage, l'eau extraite de ce forage a atteint des valeurs de conductivité très importantes (62 000 $\mu$ S/cm), supérieures à celle de l'eau de mer. Cette anomalie de salinité pourrait traduire la nature évaporitique de ces argiles et on peut penser qu'il s'agit là des dépôts d'une ancienne lagune. Sa présence à cette profondeur peut traduire : (1) une subsidence active de cette zone de la bande côtière au cours du quaternaire, (2) un âge correspondant à une régression importante de plusieurs dizaines de m du niveau marin, (3) une combinaison des deux, (4) enfin, ces argiles pourraient très bien appartenir au sommet de l'Eocène dont on sait qu'il comprend des niveaux marneux et gypsifères. Seule une datation des terrains permettrait de répondre à cette question.
- ✓ Le forage F10 n'a traversé quant à lui que des matériaux de plage, cimentés par des argiles claires en profondeur. Celles-ci *a priori* relativement récentes peuvent s'apparenter à des vases marines semblables à celles qu'on trouve dans les dépressions du littoral périodiquement envahies par la mer.
- ✓ Les forages d'Efoeste (F11 et F12) ont rencontré des niveaux de grès relativement hétérogènes, de très tendres à très durs, parfois argileux. Une perte totale de boue, à la foration dans le F12 permet de penser que ces grès sont fracturés ou "pseudo-karstifiés" en profondeur.

### **IV.2.4.2. La zone sud de la bande côtière (d'Efoetse à la Linta)**

Cette vaste zone est marquée par la prédominance des grès calcaires francs. D'une part, ils sont connus à l'affleurement à de nombreux endroits, notamment sur la côte ou il forment des falaises rocheuses (totalement inconnues dans la moitié nord de la bande côtière). D'autre part, ils sont recoupés par la quasi totalité des forages effectués sur la zone, presque toujours à plusieurs mètres au dessus du niveau actuel de la nappe, sous une couche de sable de quelques mètres d'épaisseur. Ils apparaissent avec des faciès relativement variés, en terme de cimentation, de granulométrie, et de teinte. Les premiers niveaux traversés sont presque toujours assez tendres et même si on constate une tendance à la consolidation avec la profondeur, certains forages montrent des grès tendres, incluant même parfois des niveaux sableux, quelle que soit la profondeur.

Par contre, de très nombreux vides et indices de fracturation ont été signalés dans les grès de la majorité des forages du sud. Cette observation est importante du point de vue hydrogéologique comme nous le verrons plus tard.

- ✓ dans la zone centrale de la bande côtière, les forages de Tanandranto, n'ont atteint que des niveaux de grès tendre. Il en est de même pour les forages de Vohombe (F18, F37) mais le F18 a mis en évidence des indices de fracturation, à quelques mètres sous le niveau statique.
- ✓ A l'Est, le forage F14, situé à 500 m de la falaise du plateau, n'a pas rencontré les calcaires éocènes, mais d'importants niveaux sableux sous des grès. La côte atteinte (-18mNGM) ne permet *a priori* pas de préciser la position de la faille bordière, dont on peut penser qu'elle est décalée à l'ouest de la falaise.
- ✓ A l'est d'Itampolo, nous avons vu que les calcaires Eocène étaient affleurants ou à faible profondeur. Leur extension exacte vers l'Ouest n'est pas connue mais on peut supposer qu'il existe une faille entre Itampolo et les affleurements calcaires à l'Est. Le forage F15 qui a traversé ces calcaires Eocène sur toute sa profondeur a mis en évidence leur intense karstification avec de très nombreux vides. Ceci a été confirmé au niveau du F16 par la remontée d'un poisson aveugle (Typhléotris madagascariens) pendant la foration. Dans plusieurs forages de la région d'Itampolo, des niveaux de croûtes calcaires ont été traversés, entre 0 et 10 mNGM au sein de grès tendres. Là aussi, certains forages ont montré des indices de fracturation ou karstification dans les grès calcaires.
- ✓ Au sud, le forage F17, le plus profond de la zone atteint, près de la côte, des niveaux de grès particuliers, blancs et très durs, à une côte de l'ordre de - 20 mNGM. Il est possible que certains de ces grès bien cimentés, rencontrés en profondeur, appartiennent à l'ensemble de la vieille dune Tatsimienne, seule une étude lithologique de détail pourrait préciser ce point.
- ✓ Les forages F30 à F34, les plus méridionaux, situés dans la régions d'Androhipano, ont traversés plusieurs mètres d'argiles beiges. Ces niveaux d'argiles, séparent les couches de sable de surface des grès en profondeur. La base de ces argiles se situe à une côte proche ou supérieur à celle de la nappe actuelle (supérieur à 2mNGM) mais leur sommet peut atteindre une cote de plus de 12 mNGM (F34). La nature et l'origine de ces argiles reste difficile à préciser mais leur teinte claire tendrait à montrer une origine lagunaire. Dans ce cas, à moins d'envisager un système de lagune perchée, leur présence à différents niveaux, à une côte supérieure à celle de la nappe actuelle pose la question d'un soulèvement récent de la zone, sachant qu'on ne connaît pas pendant le quaternaire récent de maximum transgressif atteignant ce niveau.



### **IV.3. Structure de l'aquifère côtier**

Un certain nombre d'informations nouvelles sont apportées par les forages réalisés lors de l'étude. Si ces informations restent très fragmentaires, elles permettent de proposer des hypothèses sur la structure en profondeur de la bande côtière.

#### **IV.3.1. Limites structurales : la faille bordière et le substratum éocène**

##### **IV.3.1.1. Le tracé de la faille bordière du plateau**

Le tracé précis de la faille bordière du plateau et son rejet ne sont pas connus sur notre zone. Les auteurs admettent généralement qu'elle correspond à la falaise du plateau Mahafaly. De ce fait, on peut admettre que la faille bordière du plateau se divise en deux segments principaux avec des directions différentes (cf. § II.3.3.2) :

- (1) le segment au nord d'Ankilimivony de direction NNE-SSW, qui se prolonge au nord de l'Onilahy et qui peut être assimilé à un relais entre deux failles principales,
- (2) le segment au sud de direction NNW-SSE sur environ 70 km, assimilé à une faille de même nature que celle de Tuléar.

Dans le détail, la situation des accidents est certainement beaucoup plus complexe.

D'une part, le plan de faille a pu jouer le rôle de falaise marine, à différents endroits et à certaines époques. De ce fait, la faille peut être localement décalée à l'Ouest par rapport à la falaise, sous les matériaux quaternaires.

D'autre part, vu le caractère subsident de la zone, il est probable qu'il n'y ait pas une faille unique mais plusieurs accidents, éventuellement à l'origine d'un système de gradins, sous la bande côtière (cf. Figure IV-4).

Ces hypothèses sont malheureusement très difficiles à vérifier dans l'état actuel des connaissances car aucun forage n'a atteint les terrains éocènes, dans le compartiment ouest de la faille bordière. Quelques précisions locales peuvent toutefois être apportées.

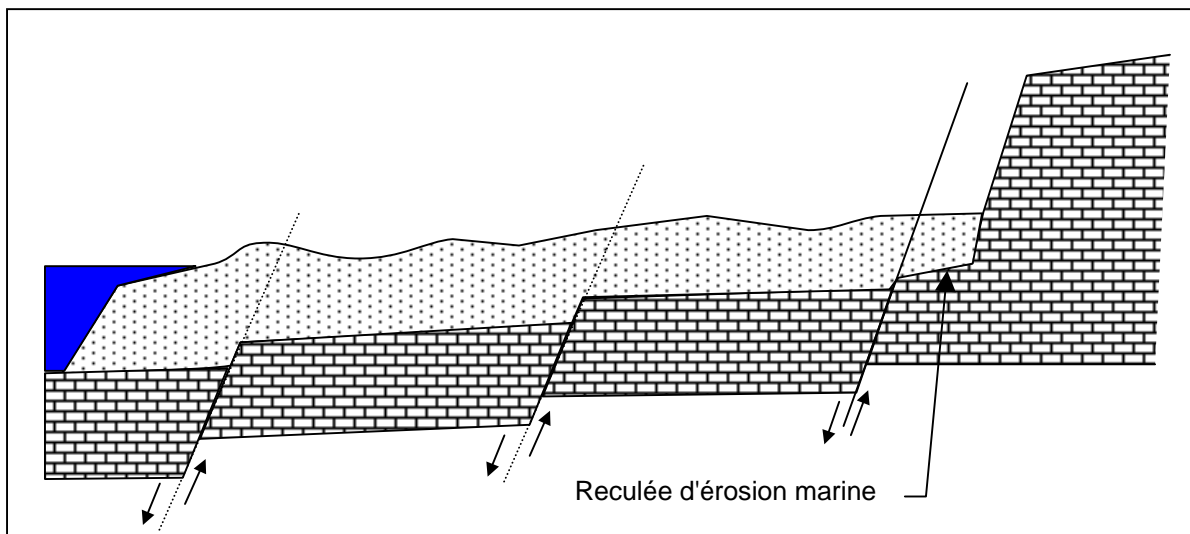
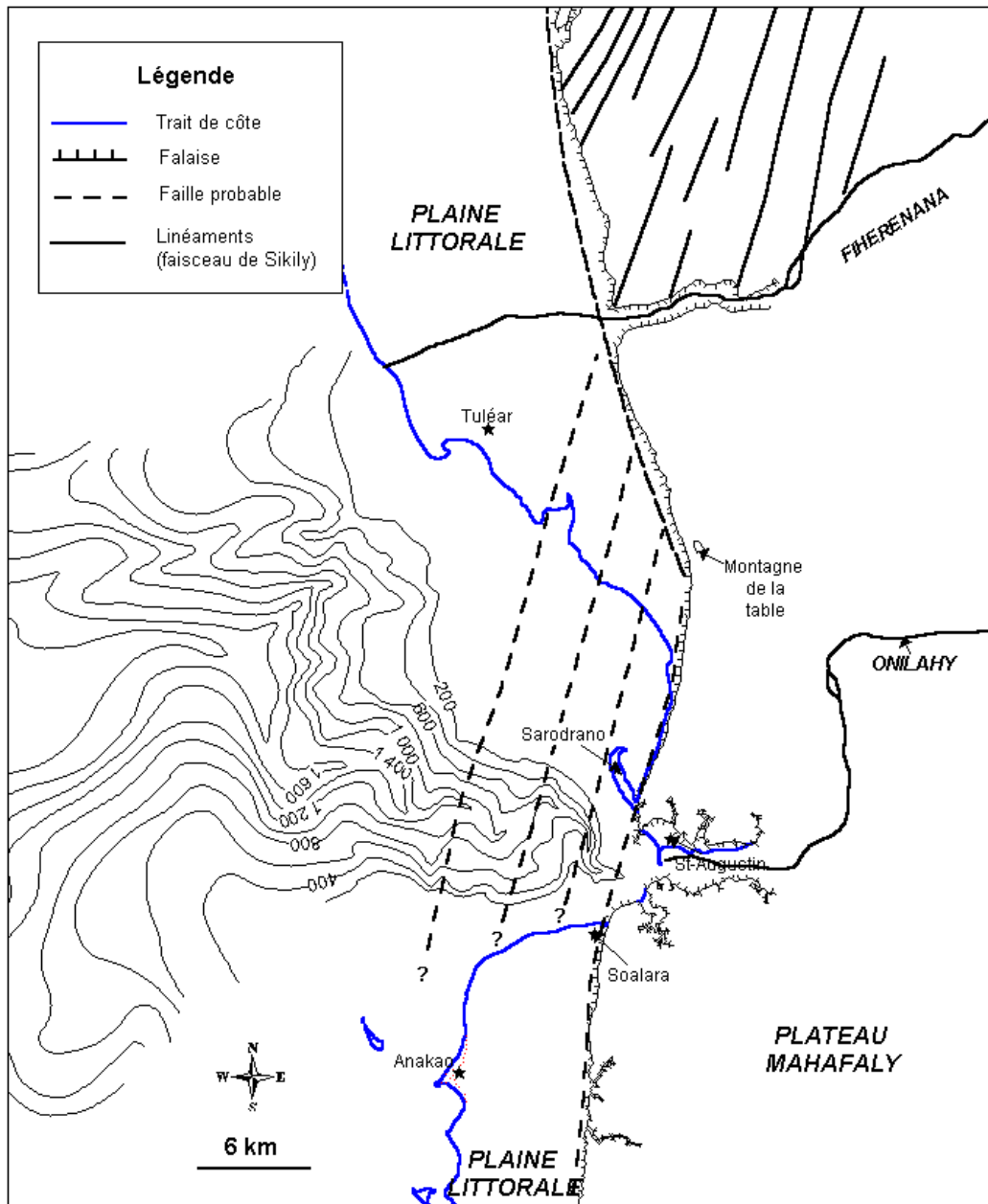


Figure IV-4 : Hypothèse sur la structure profonde de la bande côtière et le positionnement de la faille bordière du plateau.

**IV.3.1.1.1. Au nord de l'Onilahy**

Nous avons vu précédemment que la section de la falaise du plateau, entre Ankilimivony et Soalara pouvait représenter le prolongement de la falaise, du plateau à l'est de la presqu'île de Sarodrano. Cette direction se poursuit jusqu'à la montagne de la table, au S-E de Tuléar (cf. Figure IV-5). L'hypothèse la plus couramment avancée concernant ce segment est qu'il s'agit d'un relai de faille dans le prolongement des faisceaux de Sikily, de direction NNE-SSW, bien visibles au nord du fleuve Fiherenena, identique à celui qui existe entre les failles principales, de Befandriana et Manombo plus au Nord (Battistini, 1964 ; Besairie, 1972). De même, une carte structurale de Tuléar réalisée d'après photogéologie, (Geophotoservice Inc., 1966), fait coïncider le tracé de la faille bordière avec la falaise à l'est de la presqu'île de Sarodrano, parallèlement à plusieurs failles NNE-SSW du plateau, au nord de la montagne de la table.



**Figure IV-5 :** Hypothèse sur le tracé de la faille bordière à travers le canyon de l'Onilahy (Bathymétrie d'après Battistini, 1975)

A l'appui de cette hypothèse la morphologie du canyon sous-marin de l'Onilahy d'après la bathymétrie (Battistini, 1975) montre plusieurs méandres. Le premier méandre, à quelques centaines de mètres de profondeur s'aligne nettement selon une direction NNE-SSW, dans le prolongement de la falaise du plateau, à l'est de la presqu'île de Sarodrano . Cette pente relativement importante dans les premières centaines de mètres, pourrait témoigner de la présence d'une faille, associée à une subsidence active récemment. Les autres méandres, et ressauts topographiques vers le large pourraient matérialiser le jeu normal d'autres accidents de même direction, plus à l'ouest, dans le prolongement du faisceau de failles NNE-SSW du plateau, à l'est de Tuléar.

**IV.3.1.1.2. Au niveau du couloir d'Itombona**

A l'Est du village d'Ankilimivony, nous avons vu qu'il existait un recouvrement partiel du plateau par les dunes karimboliennes (cf. § IV.2.3.3.2). Ce recouvrement coïncide avec une brusque discontinuité dans la falaise. Cette discontinuité pourrait marquer le passage d'une faille satellite, dans le plateau, qui se prolongerait, le long du talus éocène très rectiligne au sud du couloir d'Itombona (cf. Figure IV-7). Associée à la faille bordière, cette faille satellite orientale, délimiterait un compartiment correspondant à la surface du recouvrement dunaire, sur le plateau. Je ne dispose pas d'indices stratigraphiques et structuraux permettant de confirmer cette hypothèse mais, l'observation en photographies aériennes de la morphologie du talus tend à montrer un pendage vers l'Est des bancs calcaires, à ce niveau. Ce compartiment du plateau pourrait donc correspondre à un bloc légèrement basculé, partiellement fossilisé par la dune karimbolienne (cf. Figure IV-6).

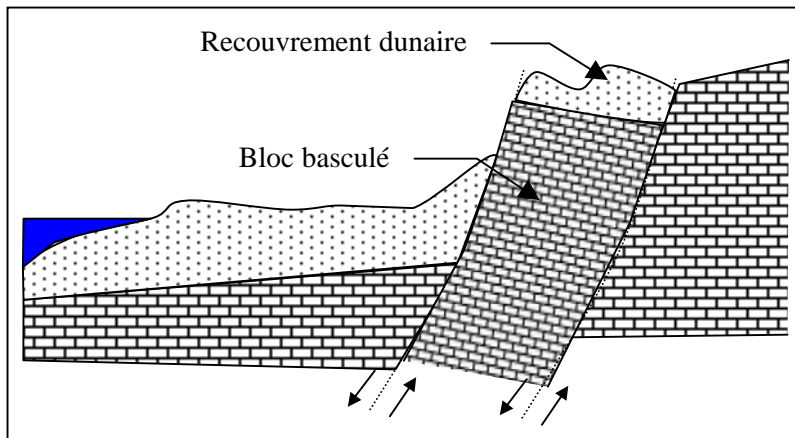
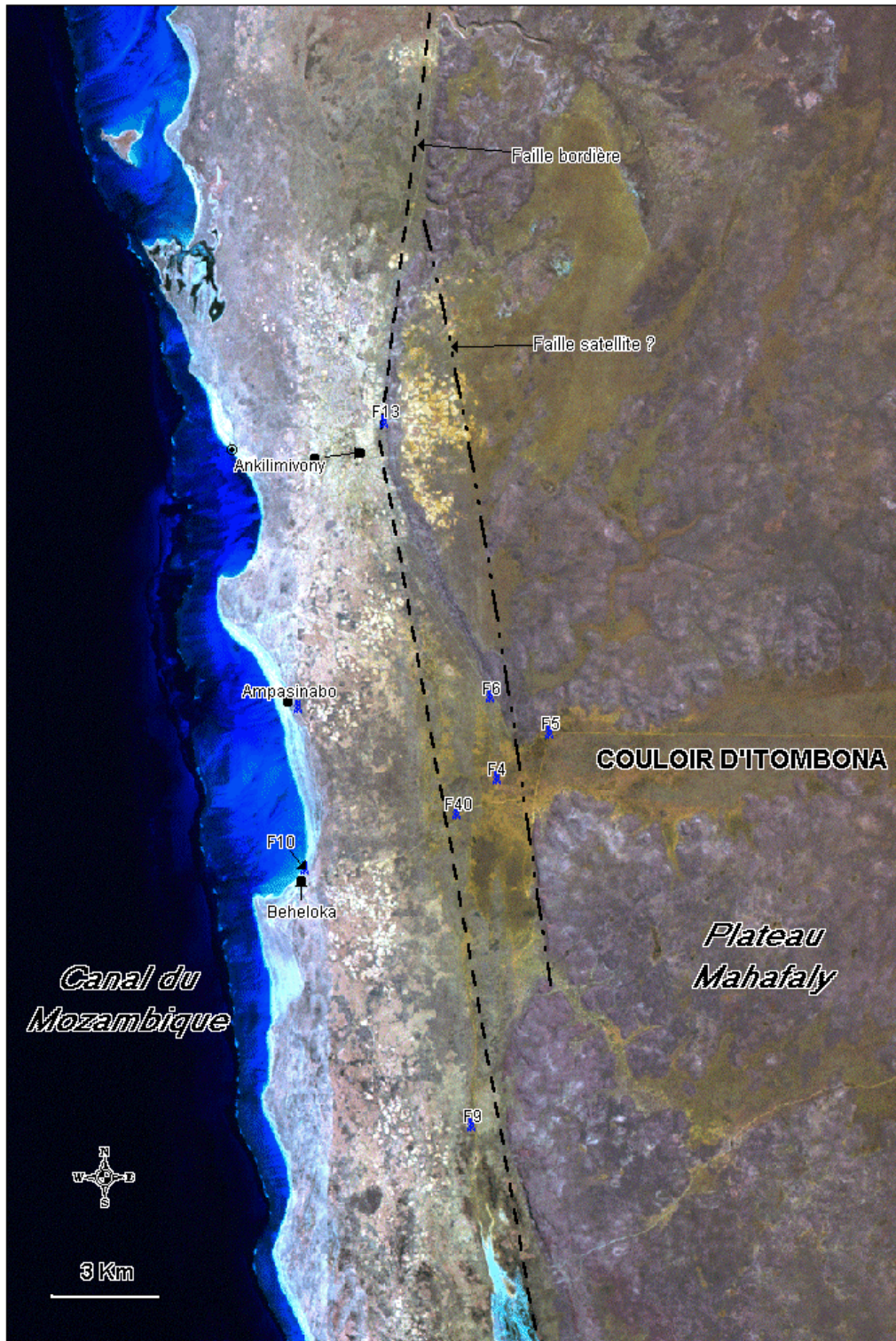


Figure IV-6 : Hypothèse d'un bloc basculé à l'est d'Ankilimivony.

Au débouché du couloir d'Itombona, le forage F5 atteint les calcaires éocènes sous un remplissage argileux de l'ordre de 15 m. D'anciens forages, situés à une centaine de mètres au sud du F5 ont rencontrés les calcaires à une profondeur de l'ordre de 20 m (Karche, 1961 Pavlovsky, 1951), ce remplissage dépasse 80 m d'épaisseur au niveau du F4, situé à 2 km au S-E. Cette différence d'épaisseur du remplissage du couloir pourrait s'expliquer par le simple fait que le F4 a une position plus centrale, que le F5, dans l'axe de la paléo-vallée d'Itombona. Cependant, les observations faites à l'est d'Ankilimivony précédemment, permettent de soupçonner le prolongement de la faille satellite du plateau, au sud, à travers le couloir d'Itombona, entre le F4 et le F5. Elle pourrait être à l'origine d'un abaissement du substratum éocène à l'ouest (cf. Figure IV-7).

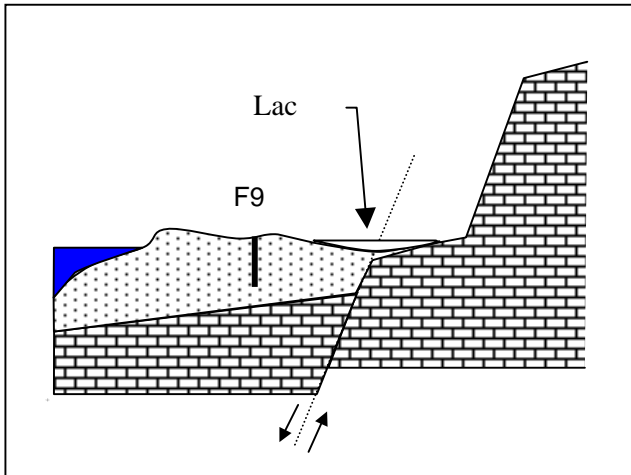


**Figure IV-7 :** Hypothèse d'une faille satellite orientale au débouché du couloir d'Itombona. Le F5 et le F4 seraient situés de part et d'autre d'une faille qui se prolonge au nord, dans les calcaires du plateau.

**IV.3.1.1.3. Au niveau du lac Tsimanempetsotsa**

Au niveau du lac Tsimanempetsotsa, les images satellites montrent que les calcaires éocènes s'étendent sur la bande côtière, au pied de la falaise, de l'extrémité nord à l'extrémité sud du lac. Ces calcaires en pente douce vers l'ouest, disparaissent sous les argiles du lac. A ce niveau, le tracé de la falaise tend à se décaler vers l'Est. Il semble donc qu'au niveau du lac, la falaise matérialise d'avantage une reculée

d'érosion, que la faille bordière. Le forage F9, situé au nord du lac, à 1 km à l'ouest de la falaise, n'a pas rencontré les terrains éocènes jusqu'à une cote de -30 mNGM. Ceci tend à montrer que la faille passe sous le lac, dans l'intervalle compris entre la falaise et le forage F9 (cf. [Figure IV-8](#) et [Figure IV-9](#)).



[Figure IV-8](#) : Passage de la faille bordière sous le lac Tsimanempetsotsa. L'éocène affleure au pied de la falaise, à l'est du Lac mais le F9 à 1 km à l'ouest de la falaise n'a pas rencontré les terrains éocènes.

Au sud du lac, l'analyse des images satellite montre une limite très rectiligne parallèle à la falaise, entre deux formations différentes (D2b-D2c) (cf. § IV.2.3.3.2). Le forage F14 implanté plus au sud à quelques centaines de mètres de la falaise n'a pas permis de démontrer la présence de calcaires éocènes à faible profondeur sous cette formation. Cette limite peut donc être interprétée comme la limite issue de l'avancée d'un bourrelet dunaire sur une dépression ancienne, et non pas comme le passage d'une faille. Toutefois, dans cette zone, la falaise est relativement abrupte et son tracé est légèrement sinueux et on peut y observer de nombreux grands abris sous roche (cf. § II.3.3.3.2). On peut donc penser qu'elle a joué le rôle de falaise marine. La faille bordière aurait donc a cet endroit une position plus occidentale, dans le prolongement de l'axe du lac Tsimanempetsotsa (cf. [Figure IV-9](#)).

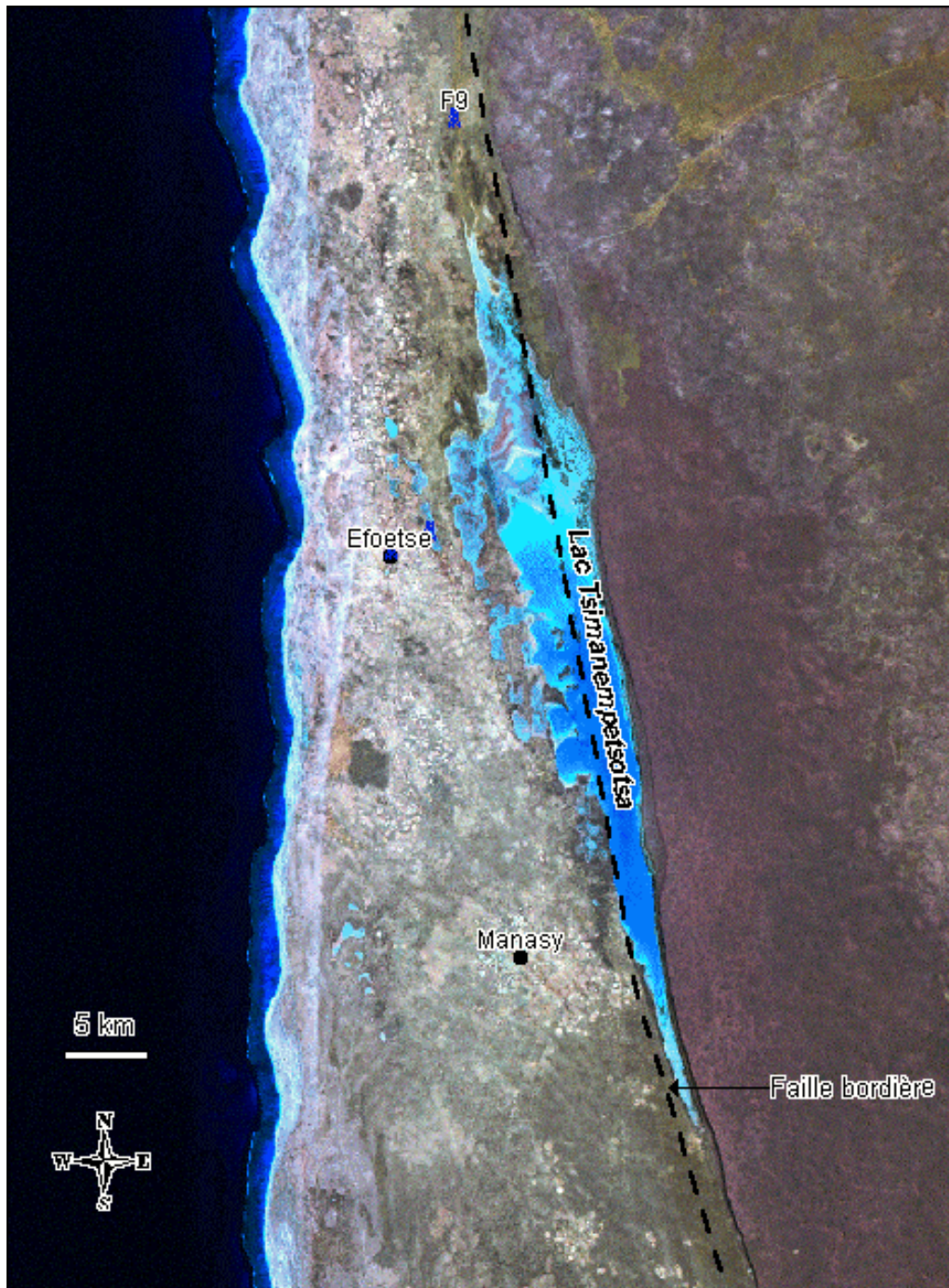
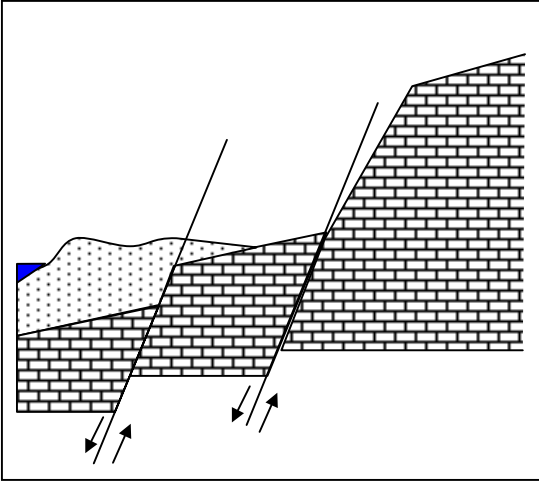


Figure IV-9 : Hypothèse du tracé de la faille bordière du plateau sous le lac Tsimanempetsotsa

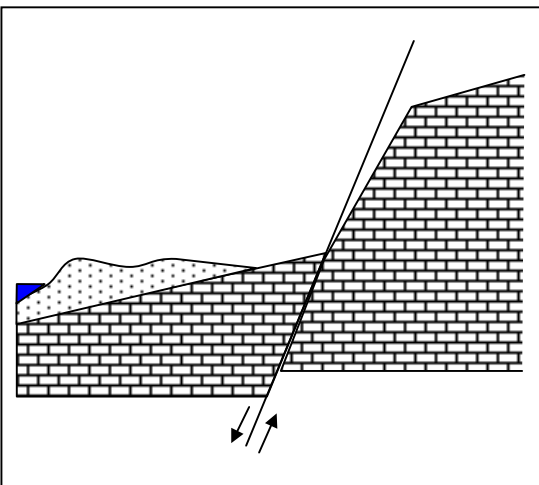
#### IV.3.1.1.4. Dans la région d'Itampolo

Plus au sud, dans la région d'Itampolo, le contact entre les calcaires éocènes de la bande côtière avec la falaise du plateau, est masqué par des éboulis calcaires plus ou moins encroûtés. Cependant, j'ai pu retrouver au niveau de la falaise, de nombreuses zones de brèche, à éléments anguleux de calcaires francs, recouvert par endroits d'une croûte grésocalcaire. Ceci tend à confirmer le passage de la faille bordière du plateau, à cet endroit, au niveau de la falaise.

A l'ouest, l'extension en profondeur, des calcaires éocènes de la bande côtière est difficile à préciser et on peut envisager deux hypothèses :



Hypothèse 1 : Les calcaires éocènes de la bande côtière représentent un gradin entre deux failles normales, l'une au niveau de la falaise et l'autre plus à l'ouest.



Hypothèse 2 : la surface de l'éocène s'enfoncé progressivement avec une pente de quelques degrés sous la couverture quaternaire, à l'ouest d'une faille unique située au niveau de la falaise du plateau.

Figure IV-10 : Hypothèses sur le tracé d'une ou deux failles dans l'éocène de la zone d'Itampolo

Les forages d'Itampolo (F36 et F22), situé à quelques centaines de mètres à l'ouest d'affleurements calcaires n'ont pas recoupé les calcaires, ce qui tendrait à privilégier la première hypothèse avec la présence d'une faille satellite occidentale à l'ouest de la faille bordière de la falaise (cf. Figure IV-11). La profondeur atteinte par ces forages reste cependant faible et la présence de cette faille ne reste qu'une hypothèse. De même on ne peut préciser son éventuel rejet.

Nous ne disposons pas d'informations suffisantes pour préciser l'extension et le tracé de ces deux failles plus au Sud.

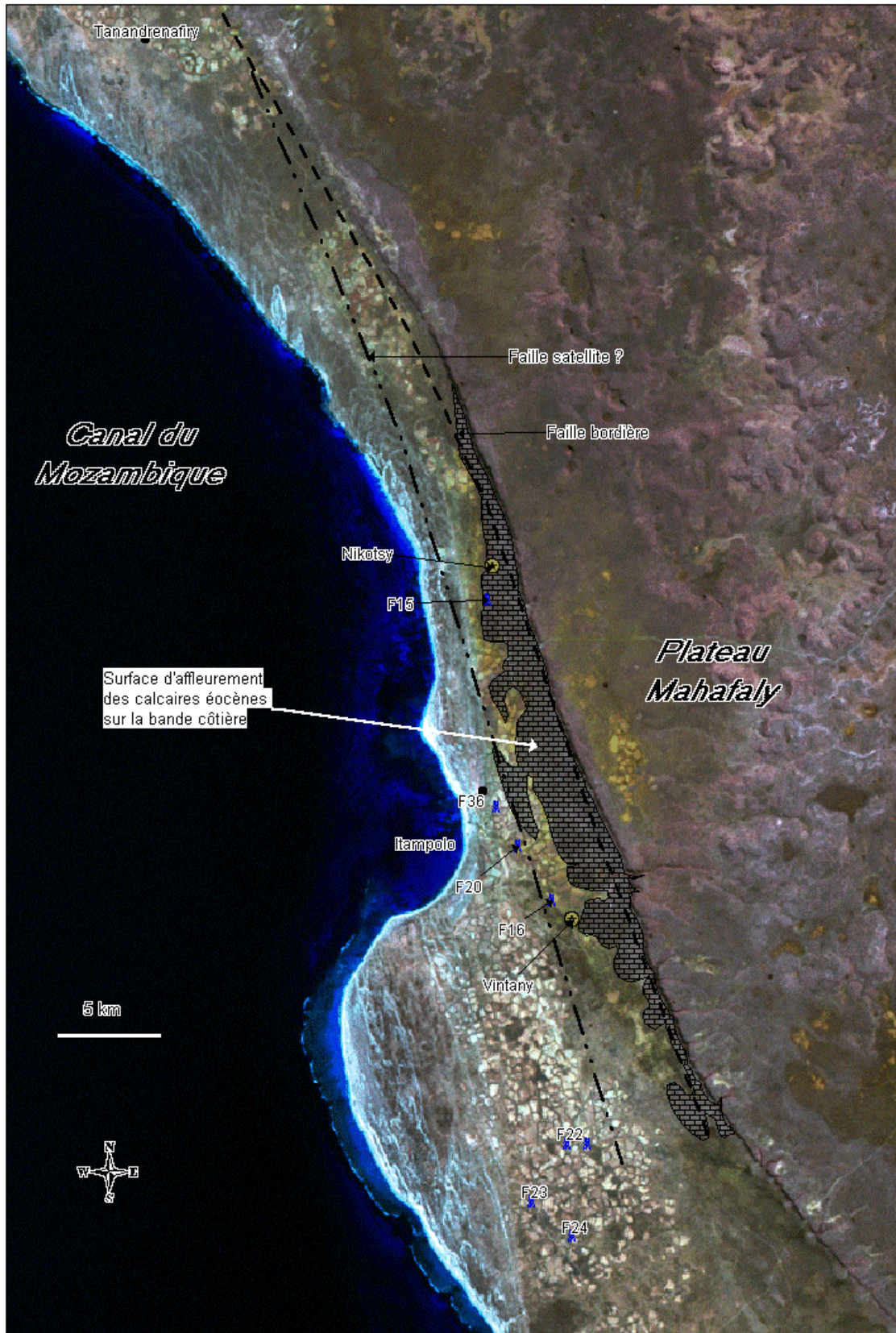


Figure IV-11 : Hypothèse d'une faille satellite dans la région d'Itampolo, à l'ouest des calcaires éocènes de la bande côtière



### **IV.3.1.2. Profondeur du substratum éocène**

Si dans la région de Tuléar, des forages ont permis de placer le substratum éocène de la plaine littorale, à moins de 85 m de profondeur sous les terrains quaternaires, cette profondeur est difficile à préciser sous la plaine côtière mahafaly.

A part ceux qui ont été implantés : (1) au pied de la falaise du plateau (F6, F13), (2) dans les paléo-vallées (F1, F2, F5, F42), (3) directement au sein ou à proximité des calcaires éocènes de la bande côtière (F15, F16), les forages qui ont été réalisés sur la zone n'ont pas touché le substratum éocène (cf. Figure IV-3).

Dans le nord de la plaine littorale Mahafaly, la profondeur maximum atteinte par forage, est de l'ordre de -80 mNGM avec le forage F41, à quelques km au N-E du village d'Anakao. Deux autres forages F40 et F4, réalisés dans l'axe du couloir d'Itombona ont atteint les profondeurs respectives de - 47 mNGM et - 62 mNGM sans toucher le substratum Eocène. Le forage F4 a toutefois été arrêté au dans une zone de vides karstiques importants, à une côte de l'ordre de - 60 mNGM, mise en évidence par la perte totale de fluide à la foration. L'existence de ces vides pourrait traduire la présence des calcaires éocènes karstifiés, mais aucun échantillon de cette profondeur n'a pu être remonté.

Dans la zone sud de la bande côtière, les forages n'ont pas dépassé des profondeurs de l'ordre de -30 mNGM. Les seuls ayant recoupé les calcaires éocènes sont le F15 et le F16, dans la zone d'Itampolo. Le F15 à été foré intégralement dans les calcaires éocènes de la bande côtière. L'aven Vintany et le forage F16, situés respectivement à 200 et 600 m à l'ouest des affleurements de calcaires éocènes, les rencontrent en profondeur à une côte de +2mNGM et -12mNGM. Ces faibles profondeurs à cette distance de leur zone d'affleurement tendrait à montrer un enfoncement progressif de la surface éocène vers l'ouest, sous les matériaux quaternaires, avec une pente de quelques degrés, comparable à celle observée à l'affleurement. Selon que l'on admette ou pas la présence d'une faille à l'ouest de ces calcaires, on doit considérer (1) soit que la présence des calcaires éocènes à faible profondeur sous la bande côtière est limitée au gradin entre les deux failles, (2) soit que les calcaires s'enfoncent progressivement à l'ouest et sont présents, à quelques dizaines de mètres de profondeur, sur une zone relativement étendue. La présence de plusieurs grands avens, dans les grès quaternaires de cette région tend à montrer que les calcaires karstifiés en grand (Eocène inférieur), sont présents à faible profondeur sous ce remplissage quaternaire.

### **IV.3.1.3. Conclusion**

Il existe encore de très nombreuses inconnues quant à la structure en profondeur de la bande côtière mais un certain nombre de précisions locales ont pu être apportées par les travaux de l'étude (cartographie et forages). Ce que l'on peut extrapoler de ces observations est représenté de manière schématique par une série de 7 coupes transversales de la bande côtière (cf. Figure IV-13).

On a ainsi pu préciser plusieurs points :

- ✓ Au nord de la bande côtière, l'épaisseur du remplissage serait d'au moins 90 mètres puisque le substratum éocène n'a pas été recoupé jusqu'à ces profondeurs.
- ✓ Au nord du lac Tsimanempetsotsa et jusqu'à l'Onilahy, le contact oriental entre les matériaux dunaires et le plateau Mahafaly est en partie colmaté par des alluvions. Ce colmatage est très important à l'embouchure du couloir d'Itombona, où il atteint plusieurs dizaines de m de profondeur (coupe C). Il est certainement moindre sous les alluvions des paléo-vallées du Nord (coupe A), ou sous le lac Tsimanempetsotsa (coupe D). Il apparaît interrompu au niveau du village d'Ankilimivony où, par contre

la dune vient recouvrir partiellement le plateau (Coupe B). Ce recouvrement pourrait correspondre à un compartiment basculé du plateau Mahafaly.

- ✓ Alors qu'au Nord on ne connaît presque pas de niveaux gréseux au dessus du niveau de la nappe, ils peuvent atteindre des côtes de plus d'une dizaine de mNGM au Sud, y compris sur la côte. Ces grès apparaissent nettement fracturés dans le sud.
- ✓ Dans la région d'Itampolo, on a pu mettre en évidence la présence de calcaires éocène au sein de la bande côtière. Il s'agit là d'un élément nouveau sur la géologie de la bande côtière qui permet d'avancer l'hypothèse de l'existence d'un gradin entre deux failles normales (coupe F). Ce gradin pourrait se poursuivre plus au sud (coupe G). Dans un contexte plus général, rappelons que deux forages situés au Sud de la Linta, à l'ouest de la falaise du plateau (Kilibory et Evanga, (Besairie, 1972)), ont atteint les calcaires éocènes à une côte de l'ordre de 0mNGM..

L'ensemble de ces observations permet de proposer une coupe schématique longitudinale de la plaine littorale, mettant en évidence un approfondissement général des couches vers le Nord (cf. Figure IV-12). Celui-ci est tout à fait compatible avec le contexte tectonique de l'ensemble du bassin sédimentaire de Morondava-Tuléar, dont on a vu qu'il se sépare en deux : un bassin profond au Nord et un peu profond au Sud (cf. § II.3.1). Ces mouvements verticaux, évidents dans les couches anciennes du bassin, se seraient poursuivis au Quaternaire, par un jeu différentiel de la faille bordière du plateau, avec un approfondissement plus important des terrains au Nord.

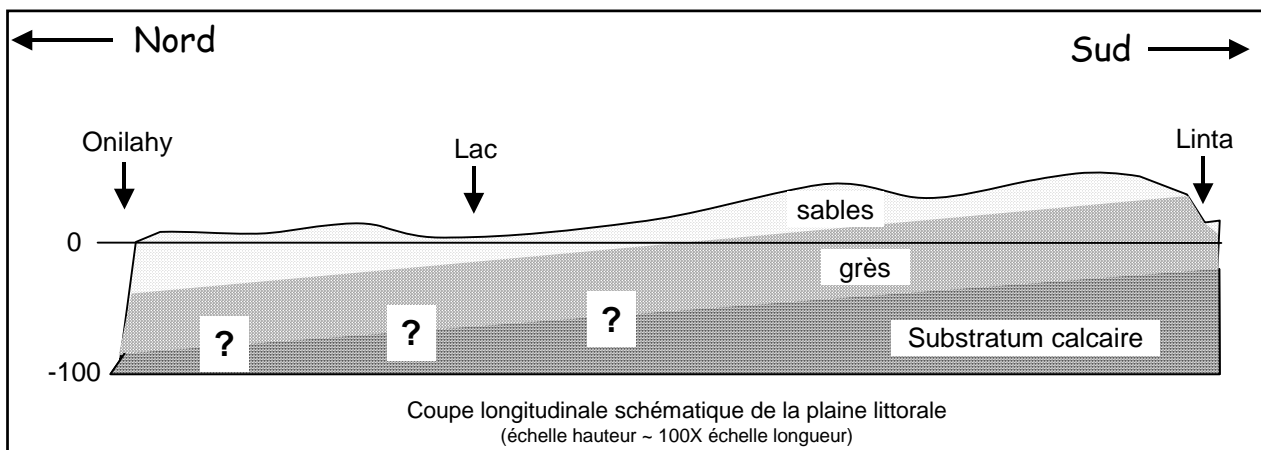


Figure IV-12 : Hypothèse sur l'évolution de la structure du remplissage côtier en profondeur, du Nord au Sud

### **IV.3.2. Discussion sur la fracturation et la néotectonique**

Nous avons vu dans les chapitres précédents que de nombreux indices témoignent d'évolutions du niveau marin. Cependant, diverses différences géomorphologiques entre le Nord et le Sud de la bande côtière permettent d'avancer, en plus de ces variations du niveau marin, l'hypothèse de mouvements tectoniques récents, avec notamment la possibilité d'un soulèvement relatif (ou d'une subsidence moindre) de la bande côtière, au Sud :

- présence de vides karstiques à plus de 60 m sous le niveau actuel de la mer, au nord (Forage F4),
- présence des calcaires au sein de la bande côtière au sud,
- affleurement des grès quaternaires à des altitudes nettement plus élevées dans le sud,
- traces de fracturation au sein de ces grès,
- présences de niveaux argileux à plus de 10 m par rapport au niveau de la nappe actuelle.

# GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

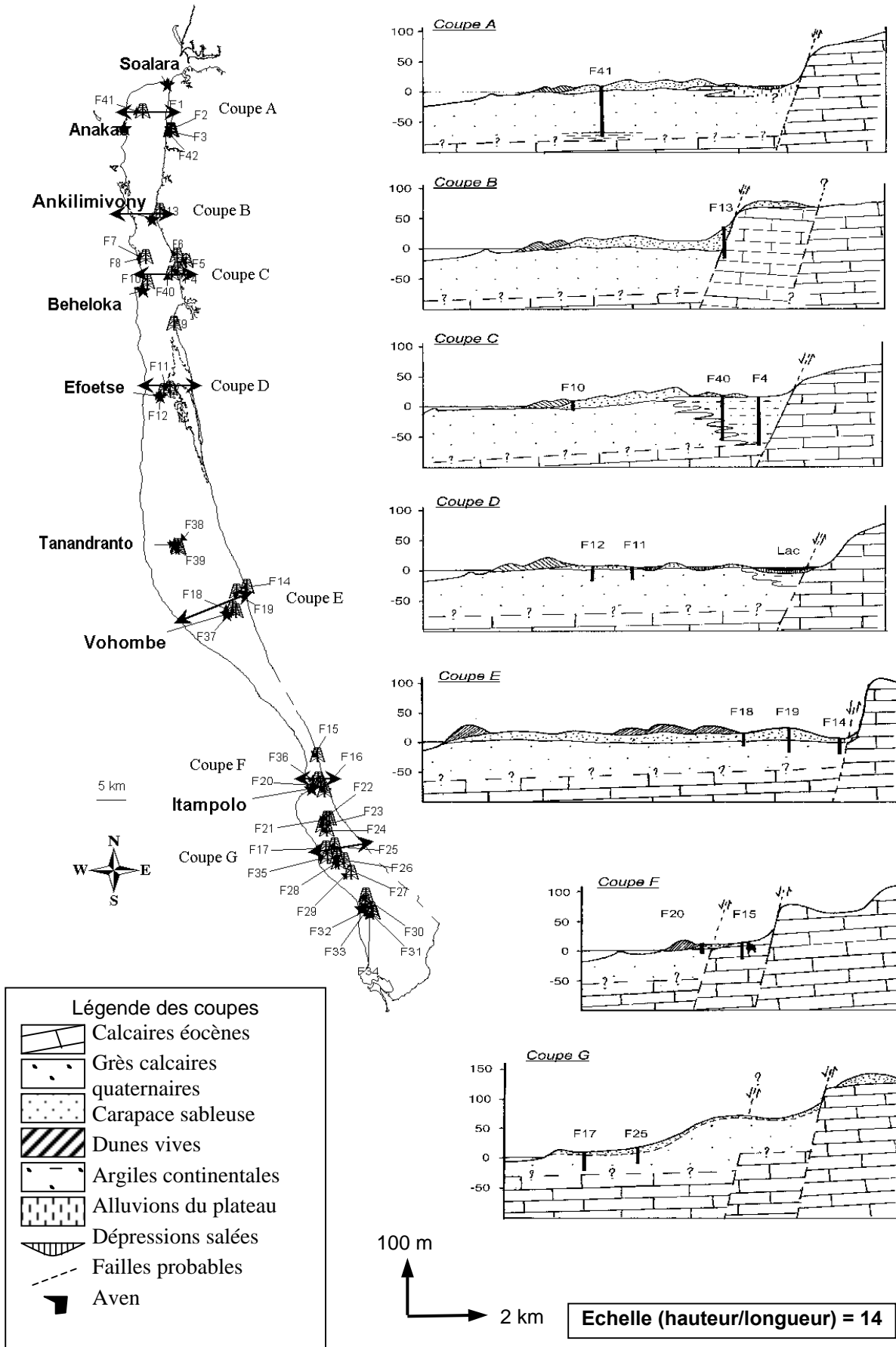


Figure IV-13 : Coupes schématiques et hypothétiques de la bande côtière.

Ceci rejoint l'idée d'une relative stabilité régionale dans le sud de la bande côtière, par rapport à la subsidence connue au Nord (Battistini, 1964).

La question de l'âge de ces mouvements et d'une tectonique récente est importante pour la compréhension de la structure des terrains quaternaires.

**IV.3.2.1. La question d'un soulèvement récent du sud de la bande côtière**

J'ai tenté de relever les indices de mouvements verticaux récents et généralisés de la bande côtière, en essayant d'identifier des niveaux stratigraphiques repères. En partant du principe que le niveau de la mer a toujours représenté un niveau sensiblement identique du Nord au Sud, j'ai recherché les traces d'éventuels décalages des niveaux de sédimentation marine, du Nord au Sud. J'ai donc entrepris de lever plusieurs coupes s'échelonnant sur la bande côtière, notamment sur le littoral du sud, où affleurent les grès quaternaires (Karimboliens). La situation de ces affleurements est donnée par la carte (cf. Figure IV-14). Les coupes détaillées sont données en annexe (annexe 5) mais sont schématisées sur la Figure IV-15.

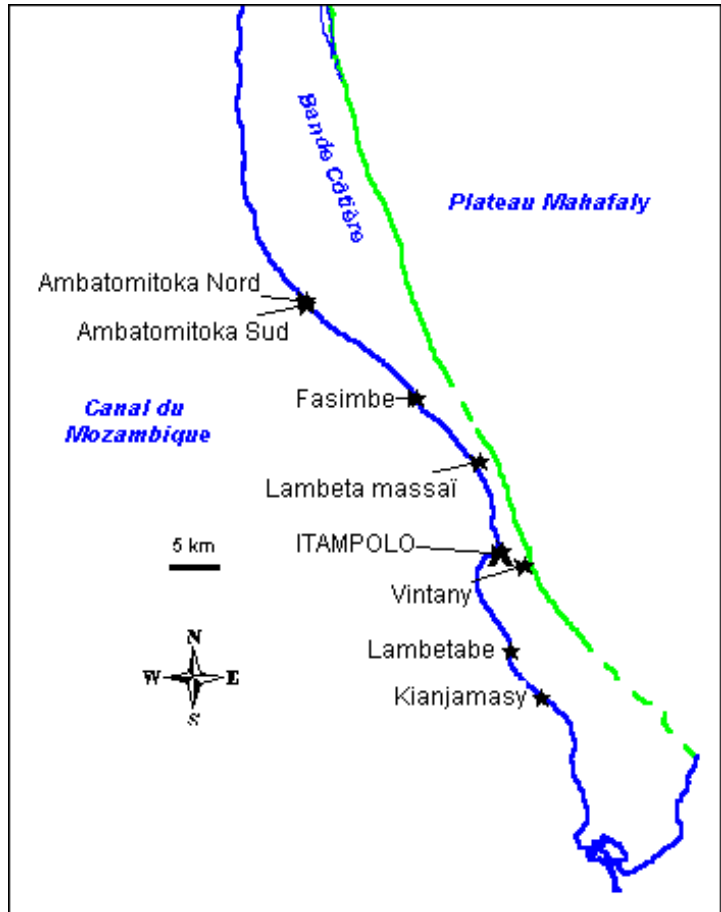


Figure IV-14 : Situation des coupes levées sur le littoral Sud

Sur toutes les coupes littorales, il a été possible de différencier *a priori* des niveaux marins et des niveaux continentaux.

Les premiers sont représentés par des grès bien consolidés, en général roses. Ils peuvent être finement laminés, (grès "lit de plage"), ou sans stratification apparente. Ils contiennent en général des bioclastes marins et parfois des morceaux de massif de corail. Ces grès affleurent à la base de la plupart des coupes et constituent d'après Battistini la base marine du système dunaire Karimbolien.

Les seconds présentent des faciès plus variés. Il peut s'agir :

- de grès bien consolidés, avec des stratifications entrecroisées, à fort pendages, caractéristiques de dépôts dunaires, comme ceux des coupes de Befasy ou de Kianjamasy.
- de grès jaunâtres à ocres, moyennement consolidés, dans lesquels il est facile de trouver des Clavators et débris d'œufs d'Aepyornis. Ce type de grès se retrouve dans la quasi totalité des coupes.

Certaines formations restent énigmatiques quant à leur type de sédimentation. Il s'agit :

## GEOLOGIE DE LA PLAINE LITTORALE

- de grès à gros grains de Quartz, peu cimentés, en lamines très régulières, sub-horizontales. Cette formation se retrouve en haut des coupes d'Ambatomitoka centre, et de Kianjamasy, par dessus des niveaux d'encroûtement dans les formations continentales. Il pourrait s'agir d'épandages plus ou moins deltaïques, liés à l'épisode humide du Lavanonien de Battistini, qu'on retrouve en haut de la coupe de l'aven Vintany.
- des grès à lamines horizontales, comme ceux situés à la base de l'affleurement sud d'Ambatomitoka, contenant des tubulures verticales.. Celles-ci peuvent faire penser à des empreintes tubulaires de tiges végétales ou des systèmes racinaires suggérant une origine continentale des grès.
- de grès calcaires roses, bien cimentés, mal stratifiés mais dont on ne sait pas s'ils sont réellement marins car on n'y a pas retrouvé de fossiles en place.

Il existe sur la plupart des coupes, un niveau d'érosion fossilisé par les formations supérieures. On peut y voir une sorte de conglomérat contenant des galets de grès hétérogènes, des Clavators et débris d'œufs d'Aepyornis, le tout encroûté le plus souvent par des pellicules de calcaire. Ce niveau se situe la plupart du temps entre 4 et 6 mNGM soit deux à trois mètres au dessus du niveau de la mer actuelle. Il est d'ailleurs souvent à l'origine d'une plate-forme d'érosion marine, correspondant au hautes mers actuelles. Ce niveau à blocs de grès roulés existe aussi à l'intérieur des terres, au bas de la coupe de l'aven Vintany. Un autre niveau de surface d'érosion recouvert par conglomérat est visible sur certaines coupes, à une côte plus élevée. Il pourrait correspondre aux épandages Lavanoniens.

Toutes les affleurements du littoral sont recouvert au sommet, de dunes récentes (Flandriennes).

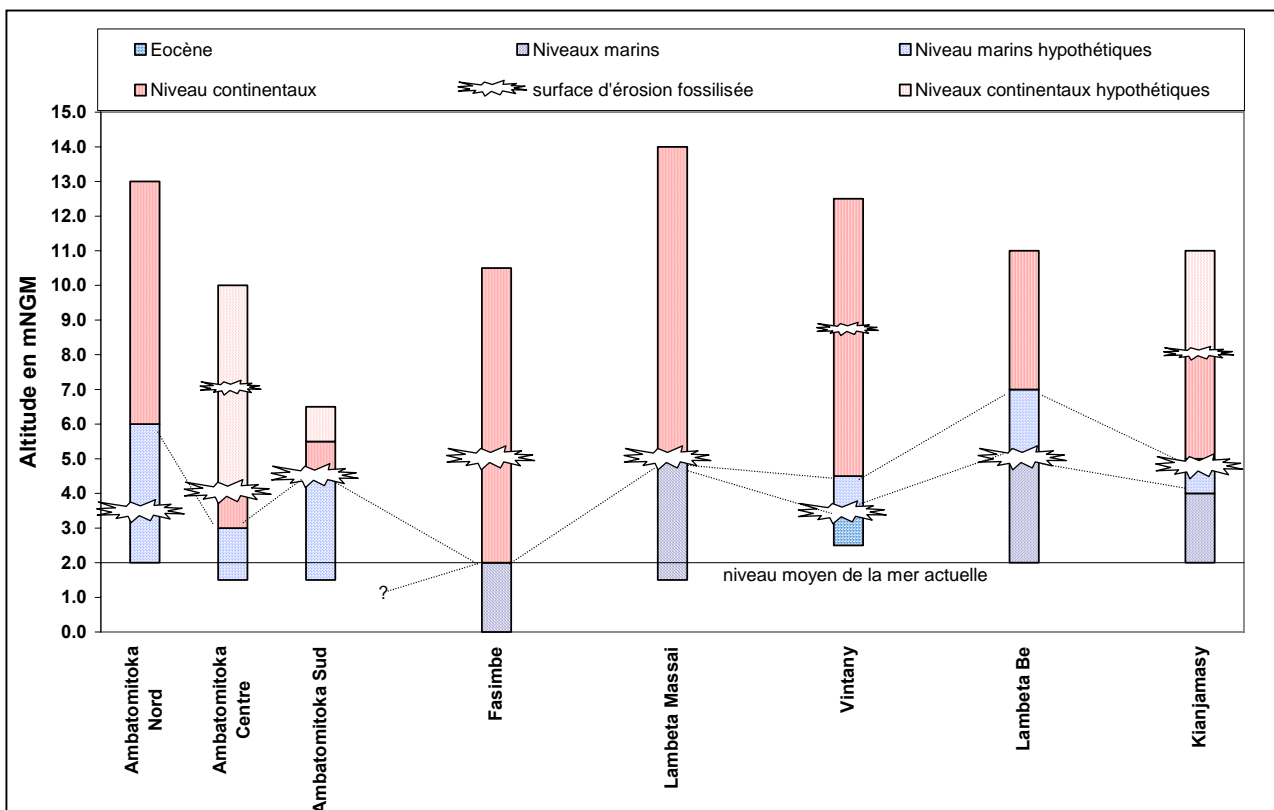


Figure IV-15 : Représentation schématique des coupes stratigraphiques levées dans le sud de la bande côtière.

On peut tenter de placer un niveau stratigraphique repère entre les formations continentales et leur base marine (cf. Figure IV-15). Il apparaît alors que les niveaux franchement marins apparaissent au sud, à des côtes plus élevées de quelques mètres par rapport au niveau de la mer actuelle alors qu'au nord, nous n'en avons pas la preuve. En revanche on peut affirmer que des niveaux continentaux peuvent descendre jusqu'au niveau actuel de la mer, ce qui est le cas à Fasimbe. A Itampolo, Battistini a décrit une coupe faisant apparaître des niveaux continentaux sous des niveaux marins. Il pense donc que les premiers sont antérieurs au second.

Ainsi, les coupes levées dans le sud mettent en évidence une certaine complexité dans l'arrangement des systèmes dunaires. Sans analyse sédimentologique précise et datation, il apparaît difficile de définir une série stratigraphique type dans les grès quaternaires et d'en vérifier l'éventuel décalage. On peut cependant faire la remarque qu'aucun niveau marin n'a *a priori* été décelé au dessus d'une cote de +7mNGM qui correspond à la côte d'un des maximum transgressif admis par les auteurs, dans le Sud, au cours du quaternaire moyen (Karimbolien). Ceci tend à écarter l'hypothèse d'un soulèvement récent (post Karimbolien) et généralisé du Sud de la bande côtière. L'hypothèse d'un enfoncement récent du nord de la bande côtière paraît par contre difficile à discuter car même s'il existe quelques rares affleurements gréseux sur le littoral nord, leurs coupes apparaissent très restreintes et rien ne prouve qu'ils appartiennent au même ensemble que ceux du Sud.

### **IV.3.2.2. Sur la fracturation**

Si les levés géologiques réalisés sur le littoral ne permettent pas de mettre en évidence une tectonique généralisée post-karimbolienne, ils m'ont permis par contre de mettre en évidence une importante fracturation des grès.

Sur tous les affleurements gréseux du Sud, à la faveur des surfaces d'érosion, j'ai pu suivre des fissures de plusieurs mètres voire dizaines de mètres. Sur certains affleurements (Ambatomitoka Sud), il est même possible de voir des failles normales, décalant de quelques décimètres des bancs de grès durs. A Lambetabe, des sources d'eau "douce" sortent dans les grès calcaires marins à la faveur de fractures.

Les directions de diaclases les plus fréquemment mesurées sur des accidents plurimétriques sont par rapport au nord géographique (en tenant compte de la déclinaison de 19°) :

NNW-SSE, NNE-SSW avec une prédominance de cette dernière direction. Ces directions confirment celles mesurées précédemment sur quelques sites du littoral (André, 1999).

On notera que la faille normale observée à Kianjamasy est quant à elle de direction E-W.

Ces observations confirment les données des forages qui ont rencontré des indices de fracturation dans les grès du sud de la bande côtière. Elles montrent que même si les mouvements verticaux très récents de la bande côtière ont été limités à l'échelle de quelques kilomètres, un certain nombre de contraintes ont affecté les grès durant le quaternaire post-Karimbolien.

*Partie V. : HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE  
COTIERE.*

## **V.1. Présentation des points d'eau de la bande côtière**

Comme je l'ai évoqué précédemment la majeure partie de nos moyens d'investigations sur la nappe est constituée par les points d'eau utilisés par les habitants de la zone. Au total plus de 250 points d'eau ont pu être inventoriés sur la bande côtière et la région de St Augustin (rive droite de l'Onilahy)

### **V.1.1. Hétérogénéité**

Un tableau récapitulatif des caractéristiques de tous les points connus sur la bande côtière est donné en annexe. Ils constituent un ensemble très hétérogène, avec (cf. Tableau V-1) :

(1) des points d'eau naturels :

- des mares permanentes, au cœur de dépressions, plus ou moins entretenues, offrant un regard sur la nappe, sub-affleurante,
- des sources, au pied de la falaise éocène ou sur l'estran de la plaine côtière,
- des avens, sur le plateau calcaire ou sur la bande côtière, offrant également un regard sur la nappe en profondeur

(2) des points d'eau creusés par l'homme :

- des "vovo" traditionnels, de faible profondeur, en forme d'entonnoir, dans les sables non consolidés des dunes littorales (cf. photo 7 en annexe),
- des simples puisards, non busés, creusés dans les dunes grésifiées. Leurs profondeurs dépassent rarement une dizaine de mètres (cf. photo 8 en annexe),
- des anciens puits busés, en béton, de différents diamètres, en général non couverts et souvent en très mauvais état, les buses n'étant la plupart du temps plus jointives (cf. photo 9 en annexe). La profondeur de ces puits est en général de quelques mètres mais elle peut atteindre exceptionnellement plus de 40 m (puits de Nisoa),
- des forages, réalisés par le projet, au cours de l'étude. Ceux-ci peuvent atteindre des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres.
- des piézomètres, creusés à la tarière à mains, pour accéder au niveau statique sur quelques sites particuliers. Leur profondeur ne dépasse pas 6 m (longueur du train de tige de la tarière)

<b>Types de points d'eau</b>	<b>nombre</b>
Avens	19
Sources (dont 11 sources de Sarodrano)	32
Mares	9
Vovos	6
Puisards	48
Puits busés	83
Forages du projet	42
Forages anciens abandonnés	4
Puits anciens abandonnés	2
Piezomètres	11

Tableau V-1 : Les points d'eau de la bande côtière

L'ensemble de ces points d'eau présentent donc des caractéristiques propres très variables (surface libre, profondeur, alimentation, équipement...) leur conférant pour chaque paramètre mesuré, une sensibilité différente aux perturbations externes (variation de la température, intensité des puisages, pluie, évaporation).



Dans le détail, il apparaît donc un problème de représentativité des mesures par rapport à la nappe liée à la diversité des points d'eau. Cependant, si ceci est particulièrement vrai pour les mesures du niveau statique (les plus perturbées par les puisages), l'expérience montre que la multiplication des mesures permet en général d'obtenir des valeurs moyennes suffisamment représentatives, pour les mesures des paramètres physico-chimiques.

### **V.1.2. Répartition**

La figure suivante (Figure V-1) représente la répartition de tous les points d'eau connus sur la bande côtière, avec différents symboles selon leur type.

Etant donnée la surface de la bande côtière (un peu plus de 1400 km<sup>2</sup>), la densité des points d'eau est relativement faible, de moins d'un puits pour 6 km<sup>2</sup>. Leur répartition est très hétérogène, avec des zones de plusieurs dizaines de kilomètres, quasiment désertes. En ce qui concerne les points d'eau non naturels, ceux-ci sont localisés principalement, (1) là où la nappe est accessible à une faible profondeur, (2) dans des zones habitées (3) là où l'eau est la moins minéralisée possible. C'est souvent le premier paramètre qui est prépondérant, obligeant parfois les villageois à parcourir de grandes distances pour s'alimenter en eau, souvent encore de très mauvaise qualité.

Parmi les 42 forages réalisés sur la bande côtière, une quinzaine sont des forages de reconnaissance dont l'implantation a toutefois été limitée par certaines contraintes techniques (accès, profondeur...). L'implantation des forages d'exploitation a, quant à elle, été guidée par des critères d'hydraulique villageoise.

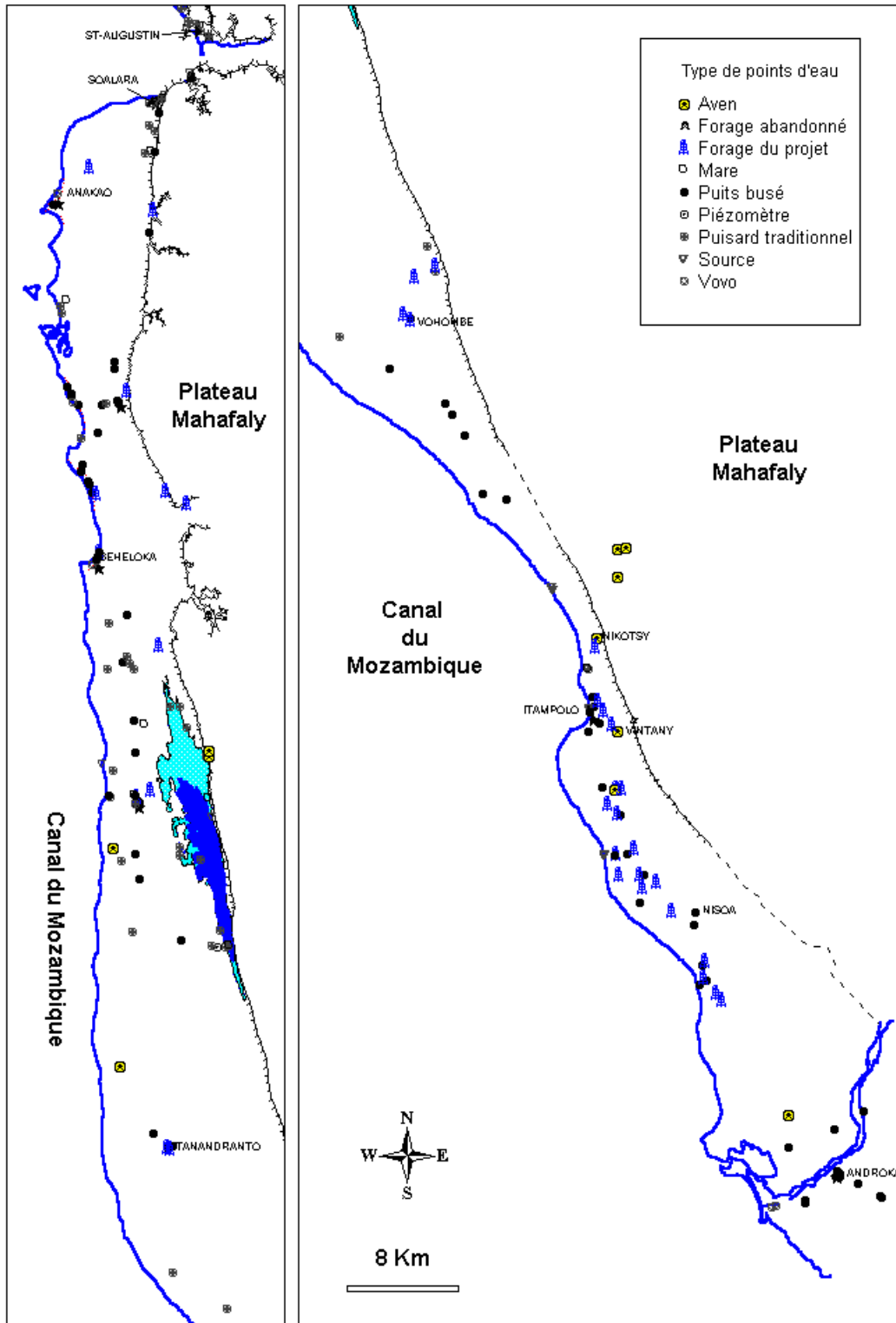


Figure V-1 : Carte de répartition des points d'eau sur la bande côtière

### V.1.3. Suivi des points d'eau

Le suivi piézométrique et des paramètres physico-chimiques d'un certain nombre de points d'eau constitue la base de mes investigations sur la nappe de la bande côtière et représente une part importante de mon travail de terrain.

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Une première campagne de mesures du niveau statique et de la conductivité électrique sur de nombreux points d'eau de la zone a été effectuée lors de l'étude de la faisabilité du projet, en 1996. Toutefois, le suivi des points d'eau en tant que tel sur la bande côtière n'a débuté qu'au début de l'année 1999, avec l'étude proprement dite. A mon arrivée, sur le terrain (janvier 2000), ce suivi a pu être intensifié, au niveau du nombre de points concernés et de la fréquence des visites.

Les mesures ont été faites en grande partie manuellement, lors de tournées de suivi dont la fréquence, dépendait en général de la disponibilité des véhicules et de l'état des pistes. Ainsi, dans la zone nord de la plaine littorale, (proche de la base du PNUD située à Beheloka), suivant les points d'eau, deux à cinq mesures par mois ont pu être réalisées en moyenne, sur une période couvrant deux saisons des pluies (1999-2001). En revanche, sur une même période, les points d'eau du Sud de la zone n'ont pu être suivi qu'avec un pas de temps plus lâche, de l'ordre de 1 mesure par mois, en moyenne. Au total, pour une cinquantaine de points d'eau, le suivi couvre deux cycles hydrologiques complets, année 1999 à 2001. Ce suivi est complété par de nombreuses mesures ponctuelles, réalisées sur un grand nombre d'autres points d'eau de la bande côtière mais aussi en amont hydrogéologique.

Les mesures piézométriques ont été effectuées avec une sonde électrique graduée, les mesures des paramètres physico-chimiques avec des ph-mètres et conductimètres de terrain, de marque *WTW*.

Sur certains points d'eau particuliers, protégés ou surveillés, j'ai pu utiliser ponctuellement des sondes d'acquisition automatique de mesures (marque *Iris-Instruments*), de niveau et température (sonde "Madofil") et de conductivité (sonde "Madosolo" pour des eaux de conductivité inférieure à 5000 $\mu$ S/cm).

L'ensemble des mesures acquises au cours de ce suivi, à partir de 1999 complètent et précisent considérablement les inventaires pré-existants. Elles sont résumées dans un tableau, en annexe.

Pour de nombreux points d'eau, ces mesures sont en nombre significatif, et elles permettent d'intégrer la variabilité temporelle de chaque paramètre mesuré et d'obtenir pour chaque point d'eau, une valeur moyenne représentative de la nappe.

## **V.2. Approche de la piézométrie**

L'approche de la piézométrie est rendue relativement difficile sur la plaine littorale Mahafaly pour plusieurs raisons :

- (1) La principale est l'absence de nivellement fiable des points d'eau. En effet, étant donné le contexte hydrogéologique et la faiblesse des gradients présumés sur la bande côtière, les seules informations préexistantes concernant la topographie et l'altitude des points d'eau (issues des cartes topographiques au 1/100 000), s'avèrent beaucoup trop imprécises pour l'approche de la piézométrie de la nappe littorale.
- (2) Le raccordement du nivellement à une référence unique,
- (3) La représentativité des mesures piézométriques.

Dans le cadre de l'étude, une campagne de nivellement d'un certain nombre de points d'eau a donc été entreprise, sous-traitée par le PNUD. Un problème de fiabilité des résultats de cette campagne a cependant été mis en évidence, auquel j'ai pu répondre partiellement en effectuant des vérifications avec une autre méthode.

Les paragraphes suivants détaillent les moyens mis en œuvre et les problèmes qui se sont posés pour ce nivellement et l'approche de la piézométrie. L'existence de ces problèmes m'oblige ensuite à discuter des résultats et de leur signification.

### **V.2.1. Méthodologie de nivellement des points d'eau**

#### **V.2.1.1. Campagne de nivellement au GPS**

Pour tenter d'obtenir un nivellement relativement précis de la plupart des points d'eau sur l'ensemble de la bande côtière, la solution la plus adaptée était celle du nivellement par GPS. N'ayant pas le matériel nécessaire, le PNUD a sous-traité une campagne de nivellement GPS à une équipe du ministère de l'aménagement et du territoire, d'Antananarivo. Environ 80 points d'eau répartis sur toute la bande côtière, ont fait l'objet de cette campagne, en février 2000.

Le principe de la méthode GPS consiste à utiliser de manière synchrone plusieurs capteurs GPS. L'un d'eux est en station fixe pendant un laps de temps important (environ une heure), constituant ainsi une base d'enregistrement du signal GPS. Cet enregistrement permet ensuite de filtrer le signal acquis par les GPS mobiles et d'accéder à des mesures altimétriques précises au cm près. Durant, l'acquisition, les GPS doivent communiquer entre eux par ondes électromagnétiques. Leur portée n'étant que de quelques km, plus d'une dizaine de stationnements GPS fixes ont été nécessaires pour couvrir la zone. La campagne, réalisée avec deux GPS mobiles et un GPS base, a duré plusieurs jours. Les points nivelés ont ensuite été raccordés au nivellement général malgache (NGM) par l'intermédiaire d'un point coté 5.06 mNGM à Soalara (dans le nord de la zone).

Si cette technique devait normalement permettre un nivellement en altitude avec une précision de l'ordre du cm, l'analyse des résultats a montré que certaines altitudes obtenues, étaient très critiquables. Un certain nombre de vérifications effectuées *a posteriori* par d'autres techniques de nivellement, ont mis en évidence des erreurs, pouvant atteindre plusieurs dizaines de cm. Nous ne connaissons pas la source précise de ces erreurs (manipulation des appareils, transcription informatique, raccordement des bases, changements des repères...) aussi, même si en général, les altitudes obtenues par la campagne de nivellement au GPS de

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

février 2000 apparaissent vraisemblables, les importantes erreurs observées sur quelques points pourraient remettre en cause l'ensemble du nivellement.

De ce fait, à l'heure actuelle, pour cette étude, je ne peux accorder aux mesures de cette campagne, qu'une valeur indicative avec une précision de l'ordre de +/- 20 cm, les quelques points aberrants ayant été écartés.

Malgré mon insistance, Il n'a malheureusement pas été possible de refaire une autre campagne générale de nivellement avec ce procédé.

### **V.2.1.2. Nivellement au niveau de chantier**

Pour tenter de palier à ce manque d'information, et pour répondre à des problématiques bien ciblées, j'ai effectué le nivellement manuel au niveau de chantier, de certains points d'eau. Toutefois, avec cette technique, beaucoup plus longue à utiliser, seuls des points relativement proches entre eux ont pu être nivelés avec une bonne précision car l'erreur absolue de la mesure est susceptible d'être multipliée par le nombre de stations, augmentant évidemment avec la distance du profil.

A titre indicatif, le nivellement relatif de deux points d'eaux distants de 4 km nécessitait 4 journées complètes de manipulations sur le terrain, avec l'aide d'une personne pour porter la mire. Au total, j'ai pu niveler et vérifier une vingtaine de points d'eau, pour une longueur total de profil de plus de 20 km.

A l'exception de celui reliant le F5 au F6, chaque profil topographique a été doublé, en se refermant sur sa base, dans les deux sens de manière à pouvoir corriger l'éventuelle erreur absolue de la mesure. Il en ressort que même sur des profils de plusieurs kilomètres, l'erreur cumulée ne dépasse jamais 2 cm, ce qui offre une bonne précision. Cependant il ne s'agit que d'un nivellement relatif entre plusieurs points d'un même profil, ce qui en l'absence de point coté fiable sur les sites ne permet pas le raccordement au système de référence (NGM). Nous verrons plus loin, comment j'ai utilisé le niveau marin comme base pour le raccordement de certains points proches de la côte. Les points éloignés de la côte ont quant à eux été raccordés au nivellement GPS, sur les points qui semblaient les plus fiables.

### **V.2.1.3. Raccordement du nivellement au niveau marin moyen**

Comme nous l'avons vu précédemment, le nivellement issu de la campagne au GPS de février 2000 pose un certain nombre de questions. Aussi pour la compréhension des problèmes piézométriques et hydrodynamiques de la nappe, proche de la côte, il est apparu préférable de se raccorder directement au niveau moyen de la mer réel, observé sur notre zone.

Disposant de la table des marées théoriques à Tuléar, exprimée d'après le Nivellement Général Malgache (NGM) pour les années 2000 et 2001, et à la lumière des observations faites de la marée sur notre zone (cf.§ I.4.6), il est possible de donner une valeur relativement précise du niveau marin, sur le littoral de notre zone, à chaque instant, dans le système NGM de la table des marées.

En prenant le niveau marin comme référence, j'ai ainsi pu niveler manuellement au niveau de chantier, plusieurs points d'eau proches de la côte. Le calage a été réalisé par la mesure du niveau marin sur plusieurs cycles de marée. Pour ces points, j'ai ensuite pu comparer ces valeurs à celles données par la campagne de nivellement GPS de février 2000 (cf. Tableau V-2).

Site	niveau d'après GPS (mNGM)	niveau d'après mer (mNGM)	écart (m)
Beheloka, puits Bernard	5.05	5.40	0.35
Ampasinabo puits FAO	5.77	6.05	0.28
Ampasinabo F7	9.13	9.41	0.28
Maromena zébu	6.82	7.01	0.19

Tableau V-2 : Comparaison des nivellements sur quelques points d'eau de la côte

On constate une différence significative entre les altitudes absolues données par le nivellement GPS et le calage effectué par rapport à la mer. Pour l'ensemble des sites qui ont pu être raccordés à la mer, on constate que le nivellement GPS sous-estime les altitudes, de manière croissante, du Nord au Sud, de l'ordre de 20 cm à Maromena, 30 cm à Ampasinabo et 35 cm à Beheloka. On peut penser que ces écarts sont dus à des reports d'erreurs sur les bases successives, à partir de la station initiale au Nord, à Soalara. Ceci impliquerait d'appliquer une correction sur l'ensemble du nivellement. Cependant, n'ayant aucun indice permettant de quantifier cet écart, plus au Sud, seuls les points nivelés par rapport aux mêmes stations que les points côtiers de Maromena, Ampasinabo et Beheloka ont été corrigés, dans un souci d'homogénéité des profils piézométriques E-W.

### **V.2.2. Résultats et limites de validité**

L'ensemble des données de nivellement des points d'eau, obtenues au cours de l'étude ont été rassemblées dans le tableau suivant (

Tableau V-3).

Outre ses références géographiques exactes, le tableau donne pour chaque point d'eau :

- une valeur brute d'altitude du point (Z), directement issue des résultats de la campagne de nivellement par GPS,
- une deuxième valeur altimétriques (Z corr), différente (en caractère gras) pour les points qui ont fait l'objet d'un nivellement au niveau de chantier permettant le cas échéant de corriger la première valeur,
- pour les valeurs corrigées, l'écart par rapport à la valeur initiale et l'origine de la correction
- une valeur de mesure du niveau statique (mes. NS), représentative de l'état de hautes eaux de la nappe (correspondant au mois de janvier / février).
- le niveau piézométrique (NS mNGM) exprimé en altitude absolue dans le système NGM,
- le niveau piézométrique exprimé par rapport au niveau moyen de la mer (NS/mer), indiqué pour chaque point (mer), de façon à tenir compte des variations spatiales de celui-ci,
- la distance à la mer de chaque point d'eau, en km

Toutes les altitudes et côtes sont données en mètres.

Pour chaque point d'eau, la valeur du niveau piézométrique intègre deux erreurs potentielles. L'une issue du nivellement du point d'eau et l'autre de la mesure du niveau statique. Si cette dernière est facilement minimisée, grâce au recul que nous avons sur le suivi des points d'eau, la première dépend de la méthode de nivellement et de la référence utilisée.

Pour tenir compte de ces sources d'erreurs potentielles dans l'interprétation des données, leur pertinence (pert.) a été évaluée pour chaque point, sur une échelle de 1 à 5 selon les catégories suivantes.

- 1 : Valeur du nivellement GPS, aberrante *a priori*, n'ayant pu être vérifiée.
- 2 : Valeur calculée à partir du simple nivellement GPS et d'une mesure ponctuelle du niveau statique.
- 3 : Valeur calculée à partir du simple nivellement GPS mais avec une mesure représentative du niveau statique (d'après le suivi)
- 4 : Valeur basée sur le nivellement GPS mais tenant compte du nivellement au niveau de chantier par rapport à d'autres points d'eau, avec une mesure représentative du niveau statique (d'après le suivi)
- 5 : Valeur obtenue au niveau de chantier, par rapport au niveau de la mer réelle avec une mesure représentative du niveau statique (d'après le suivi).

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Site	code	Yl	Xl	Z	Z corr.	écart	correction	NS mes.	NS cote	mer m.	NS/mer	dist mer	Pert.
Soalara Falaise	SOALA2	123.400	278.400	7.43				4.900	3.130	2.050	1.08	0.05	3
Soalara A&A	SOALA3	122.900	278.000	5.38				2.200	3.180	2.050	1.130	0.400	3
Soalara tour	SOALA4	123.100	277.300	6.75				3.600	3.150	2.050	1.100	1.300	3
Antsirafaly	ANTS1	122.700	274.200	7.14				3.500	3.640	2.000	1.640	4.500	3
Antsirafaly mare	ANTS2	122.400	274.000	3.54				0.400	3.140	2.000	1.140	4.400	3
Antsirafaly vovo	ANTS3	122.040	273.990	6.44				3.950	2.490	2.000	0.490	4.000	3
Anakao haut	ANAK1	115.170	270.080	7.25				5.400	1.851	2.000	-0.149	0.500	1
F2	F2	122.680	269.720	22.92	23.82	0.90	nivel Antsirafaly / F1	19.980	3.840	2.000	1.840	8.700	4
F1	F1	122.750	269.700	22.27	23.17	0.90	nivel Antsirafaly / F1	19.160	4.010	2.000	2.010	8.700	4
Andranginy Sud	ANDG1	115.745	261.887	8.08				4.667	3.413	2.000	1.413	0.030	1
Maromena Italien	MAROM4	116.095	256.261	9.09	8.340	-0.75	nivellement / mer	5.900	2.440	1.980	0.460	0.030	4
Maromena Zébu	MAROM3	116.418	255.745	6.82	7.010	0.19	nivellement / mer	4.800	2.210	1.980	0.230	0.380	4
Maromena Dunes	MAROM2	116.446	255.465	6.44	6.220	-0.22	nivellement / mer	3.950	2.270	1.980	0.290	0.200	4
Ankilimivony Ouest	ANKIL1	119.938	255.145	7.62	7.821	0.20	GPS/niv	4.550	3.271	1.980	1.291	2.860	3
Ankilimivony Est	ANKIL2	120.065	255.032	7.47	7.670	0.20	GPS/niv	4.600	3.070	1.980	1.090	2.950	3
Tanalamaromena	TAMAR1	118.800	254.900	10.09	10.299	0.21	GPS/niv	8.200	2.099	1.980	0.119	1.900	3
Maromena	MAROM1	116.940	254.874	10.21	10.417	0.21	GPS/niv	8.050	2.367	1.980	0.387	0.150	3
Vatolalaka	VATOL2	117.167	249.740	5.36	4.824	-0.54	GPS/niv	3.304	1.520	1.980	-0.460	0.260	1
Vatolalaka	VATOL1	117.178	249.710	4.57	5.614	1.04	GPS/niv	3.484	2.130	1.980	0.150	0.260	1
Ampasinabo Nord	AMPAS3	117.747	249.031	5.83	6.132	0.30	GPS/niv	3.722	2.410	1.950	0.460	0.450	2
Ampasinabo Zébu	AMPAS2	117.846	248.766	5.1	5.401	0.30	nivellement / mer	2.991	2.410	1.950	0.460	0.280	2
F6	F6	123.659	248.319	28.23	28.058	-0.17	d'après F5 et GPS/niv	23.450	4.608	1.950	2.658	5.700	4
Ampasinabo FAO	AMPAS1	118.062	248.200	5.77	6.070	0.30	nivellement / mer	3.650	2.420	1.950	0.470	0.400	5
F5	F5	124.930	248.130	28.06	28.358	0.30	d'après GPS	23.700	4.658	1.950	2.708	7.000	4
F7	F7	118.353	248.050	9.12	9.350	0.23	nivellement / mer	7.100	2.250	1.950	0.300	0.730	5
F8	F8	118.351	248.050	9.03	9.260	0.23	GPS/niv	7.010	2.250	1.950	0.300	0.730	5
Beheloka Bernard	BEHEL2	118.588	243.619	5.05	5.404	0.35	nivellement / mer	2.812	2.592	1.950	0.642	0.050	5
Beheloka nord	BEHEL1	118.426	243.248	4.67				1.868	2.802	1.950	0.852	0.120	1
Beheloka sud	BEHEL3	118.389	243.055	5.3				2.167	3.133	1.950	1.183	0.380	1
Ankalindrano	ANKAL1	120.688	238.868	15.64				12.343	3.297	1.950	1.347	3.000	3
Ankilibory	ANKBO	120.354	235.226	10.5				5.644	4.856	1.900	2.956	2.250	1
Monteliry	MONTEL1	121.225	230.780	17.72				15.074	2.646	1.900	0.746	2.620	3
Marofijery	MAROF	121.322	228.403	3.89				1.876	2.014	1.900	0.114	2.160	3
F11	F11	122.480	225.450	0	4.770	4.77	nivel / puits d'Efoetse	1.900	3.470	1.900	1.570	3.380	4
Ambola	AMBOL1	119.262	225.093	6.93				4.476	2.454	1.900	0.554	0.220	3
Efoetse zébu Nord	EFTSE5	121.347	225.086	3.32				0.386	2.934	1.900	1.034	2.300	2
Efoetse puits Nord	EFTSE4	121.359	225.047	3.56				0.006	3.554	1.900	1.654	2.300	2
F12	F12	121.450	225.000		6.890	6.89	nivel / puits d'Efoetse	3.620	3.270	1.900	1.370	2.400	4
EFOETSE	EFTSE1	121.600	224.600	8.34				4.860	3.480	1.900	1.580	2.610	3
Lac o	LAC 0	124.900	224.150	3.81				0.000	3.810	1.900	1.910	5.900	1
Maromitlike	MALIK1	121.296	220.644	13.26				10.329	2.931	1.900	1.031	2.490	3
Behazomby	BEZBY	121.591	218.691	9.23				7.387	1.843	1.900	-0.057	2.920	1
Lac i	LAC I	127.780	214.790	4.05			nivellement / lac	0.500	3.400	1.900	1.500	9.300	2
Manasy	MANSY	124.873	214.070	24.133	22.787	-1.35	nivellement / lac	19.423	3.365	1.900	1.465	6.360	4
LAC	LAC	128.500	213.600	3	3.000	0.00	d'après GPS	-0.350	3.350	1.900	1.450	10.000	4
Lac j	LAC J	128.397	213.590	3.24	3.800	0.56	nivellement / lac	0.420	3.380	1.900	1.480	9.800	4
LacPiézoB	MANSY6	123.311	213.590	0	4.496	4.50	nivellement / lac	1.020	3.476	1.900	1.576	9.700	4
LacPiézoA	MANSY7	128.361	213.590	0	4.159	4.16	nivellement / lac	0.700	3.459	1.900	1.559	9.750	4
LacPiézoC	MANSY5	128.205	213.575	0	5.471	5.47	nivellement / lac	2.000	3.471	1.900	1.571	9.570	4
LacPiézoD	MANSY3	127.600	213.500	0	6.956	6.96	nivellement / lac	3.575	3.381	1.900	1.481	9.120	4
Lac Soarano	MANSY4	128.000	213.500	0	4.49	4.49	nivellement / lac	1.200	3.290	1.900	1.390	9.600	4
TANANDRANTO	TANDR1	124.155	198.417	10.4				8.286	2.115	1.850	0.265	5.400	1
TANANDRANTO	TANDR2	123.960	198.040	2.21				0.776	1.434	1.850	-0.416	5.130	1
ANKILITELO	ATELO	125.808	191.661	8.28				5.839	2.441	1.850	0.591	4.500	2
Nanohofana AMBANY	NANOHI	135.623	190.906	9.55				5.353	4.197	1.850	2.347	11.800	3
ANJA BELITSAKA	ABELI	126.537	190.332	8.18				5.600	2.580	1.850	0.730	4.240	3
VOHOMBE	VOHOM	133.737	187.300	7.03				4.600	2.430	1.850	0.580	7.800	3
BESASAVY Nord	BESAS	132.106	183.530	10.35				7.869	2.481	1.850	0.631	3.400	2
BEMANANTEZA	BETZA1	136.331	180.846	8.97				6.784	2.186	1.850	0.336	3.360	2
BEMANANTEZA	BTEZA	136.800	180.000	9.64				6.812	2.828	1.850	0.978	3.200	2
ANDRANOVAO	ANVAO	137.877	178.477	9.64				7.369	2.271	1.850	0.421	2.700	2
TANANDRENARIRY	TAFRY1	140.978	173.602	20.13				17.100	3.030	1.850	1.180	2.170	3
ANDREMANOETSEBE	AMABE	149.480	169.910	38.59				35.521	3.069	1.800	1.269	5.900	2
NIKOTSY	NKTSY	147.903	163.068	13.52				10.999	2.521	1.800	0.721	1.450	2
MANITOHANA	MATOH	147.253	160.662	2.68				0.395	2.285	1.850	0.435	0.510	2
ITAMPOLO Pompe	ITAMP1	147.710	158.599	6.32				3.661	2.659	1.800	0.859	0.520	3
ITAMPOLO Fao	ITAMP2	147.551	158.564	5.24				2.521	2.719	1.800	0.919	0.370	3
ITAMPOLO Mare	ITAMP5	147.440	157.910	2.57				0.000	2.570	1.800	0.770	0.200	1
ITAMPOLO sakasaka	ITAMP3	147.670	157.850	5.33				2.350	2.980	1.800	1.180	0.550	3
Itampolo Alain	ITAMP8	147.400	157.350	6.79				4.783	2.007	1.800	0.207	0.200	2
BEROVONTSY	BETSY	148.088	156.543	22.83				19.146	3.684	1.800	1.884	1.010	2
VINTANY	VTANY	149.500	156.000	9.557				6.700	2.857	1.800	1.057	2.500	3
MAHAVELO (Anafiati)	MHELO	147.284	155.858	6.12				3.671	2.449	1.800	0.649	0.890	2
ZAENARIVO	ZARIV	148.311	151.634	12.17				9.313	2.857	1.800	1.057	2.600	2
TONGAENORO	TGNOR	149.646	149.573	12.52				10.088	2.432	1.800	0.632	2.500	2
BESASAVY	BESVY2	150.176	146.615	8.8				6.015	2.785	1.800	0.985	1.450	3
Besasavy	BESVY1	149.249	146.436	9.96				7.423	2.537	1.800	0.737	0.670	3
NISOA	NISOA	155.374	142.173	44.43				40.882	3.548	1.750	1.798	3.460	2
SAKARIAKE	SAKAR	153.631	141.951	32.35				29.493	2.857	1.750	1.107	2.190	2
BESELY	BESEL	155.323	141.143	43.67				39.462	4.208	1.750	2.458	2.640	2
BEFOLOTSE	BEFOL	156.902	138.096	25.11				21.783	3.327	1.750	1.577	0.910	2
ANDOHARANO	ANHNO	156.203	136.949	11.69				8.796	2.894	1.750	1.144	0.700	2
ANDRAHAVE	ANHAV	155.719	136.637	6.07				2.254	3.816	1.750	2.066	1.000	2
SAODONA	SAODA	168.181	127.031	27.72				23.803	3.917	1.700	2.217	10.290	2
ANKILIAMBANY	ANKBY	165.958	125.617	39.87				36.596	3.274	1.700	1.574	6.820	3
ANDROKA VAOV	ANDRO4	166.200	122.500	19.24				15.371	3.869	1.700	2.169	6.000	3
ANDROKA VAOV	ANDRO3	166.400	122.300	18.51				14.878	3.632	1.700	1.932	6.000	3
ANDROKA VAOV	ANDRO1	166.400	122.000	17.23				14.501	2.729	1.700	1.029	6.000	3
ANDROKA VAOV	ANDRO2	166.100	122.000	18.3				13.731	4.569	1.700	2.869	6.000	3
bemananteza village	BTEZA2	163.769	120.078	6.7				4.178	2.522	1.700	0.822	2.700	3
Bemananteza brique	BTEZA1	163.776	120.010	7.25				3.950	3.300	1.700	1.600	2.700	3

Tableau V-3 : Données de nivellement sur les points d'eau

### **V.2.3. Interprétation et discussion**

Malgré la faible pertinence de nombreuses données, due en majeure partie aux incertitudes liées au nivellement des points d'eau, l'ensemble des mesures et observations faites au cours de l'étude fournissent plusieurs éléments généraux sur la piézométrie de la nappe littorale et permettent de discuter de problèmes plus localisés.

#### **V.2.3.1. Caractères généraux de la nappe littorale.**

A la lecture du tableau, il apparaît que la surface piézométrique de la nappe de la bande côtière ne dépasse jamais la cote de +5 mNGM, c'est à dire au maximum 3m de charge par rapport au niveau de la mer moyenne. Cependant, dans cet intervalle, les valeurs de niveau obtenues, apparaissent très variables d'un point à un autre. Cette forte variabilité des niveaux piézométriques sachant qu'il existe en plus une certaine incertitude quant aux mesures, ne permet pas de représenter directement la surface piézométrique de la nappe par des courbes d'iso valeurs (carte piézométrique).

Il m'a paru préférable dans un premier temps d'aborder le problème de la piézométrie par la réalisation de profils, représentant la charge par rapport au niveau moyen de la mer de chaque point d'eau, en fonction de sa distance à la mer. Les points d'eau ont été ainsi regroupés géographiquement sur 9 profils E-W du Nord au Sud de la bande côtière (cf. Figure V-2). Les points d'eau dont la pertinence est la plus faible (égale à 1) n'ont pas été pris en compte.

Ces profils montrent que :

- ✓ D'une manière générale, les points d'eau présentant les niveaux les plus hauts sont ceux situés à l'Est et malgré des coefficients de corrélations faibles, les régressions linéaires effectuées sur tous les profils marquent toutes une tendance dans le sens d'un gradient vers l'Ouest.
- ✓ Ce gradient général est cependant très faible et ne dépasse jamais 0.36/1000 sur l'ensemble de la zone. En outre, les charges les plus élevées sont observées dans les points les plus occidentaux, et particulièrement ceux qui captent l'aquifère éocène. Si on ne tient pas compte de ces points (qui tirent fortement la droite de régression), le gradient au sein de la bande côtière peut s'annuler voire s'inverser.
- ✓ Le gradient maximum est observé entre les forages captant les calcaires éocènes proches du couloir d'Itombona (F5, F6), et la mer.
- ✓ Les points d'eau présentant les niveaux les plus bas ne sont pas forcément les plus proches de la mer. Pour les 3 premiers profils, les plus au nord de la bande côtière, ces points bas correspondent à des points d'eau très minéralisés (Antsir3 ; 15 000 $\mu$ S/cm, Tamar1 ; 16 800 $\mu$ S/cm, F7 ; 38 000 $\mu$ S/cm). Sur le quatrième profil, le point le plus bas "Marof" correspond à un point situé à proximité d'une dépression salée, où la nappe est sub-affleurante.
- ✓ Le prolongement des droites de régression jusqu'à l'axe des ordonnées passe nettement au dessus de l'origine du graphique. Ceci tend à montrer une charge significative de la nappe, même très proche de la mer. Le nivellement précis de nombreux points d'eau très proches de la mer dans la moitié nord de la bande côtière, confirme une charge de plusieurs dizaines de cm par rapport au niveau marin moyen.

Ainsi, la nappe littorale d'une manière globale s'inscrit bien dans la notion de "nappe générale", qui s'écoule dans les terrains quaternaires de la bande côtière en direction de la mer. Si cette idée valide une alimentation de la nappe côtière par la nappe de l'Eocène à l'Est, il apparaît que le gradient piézométrique reste très faible voire nul. Localement, le gradient vers la mer n'est plus systématique. Aussi, à ce stade de l'étude, la faible pertinence des données piézométriques, ne permet pas de confirmer l'écoulement général de toute la nappe littorale vers la mer. Dans ce schéma global, on peut évoquer deux anomalies piézométriques importantes sur le plan hydrogéologiques. Elles seront exposées dans les paragraphes suivants.



# HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

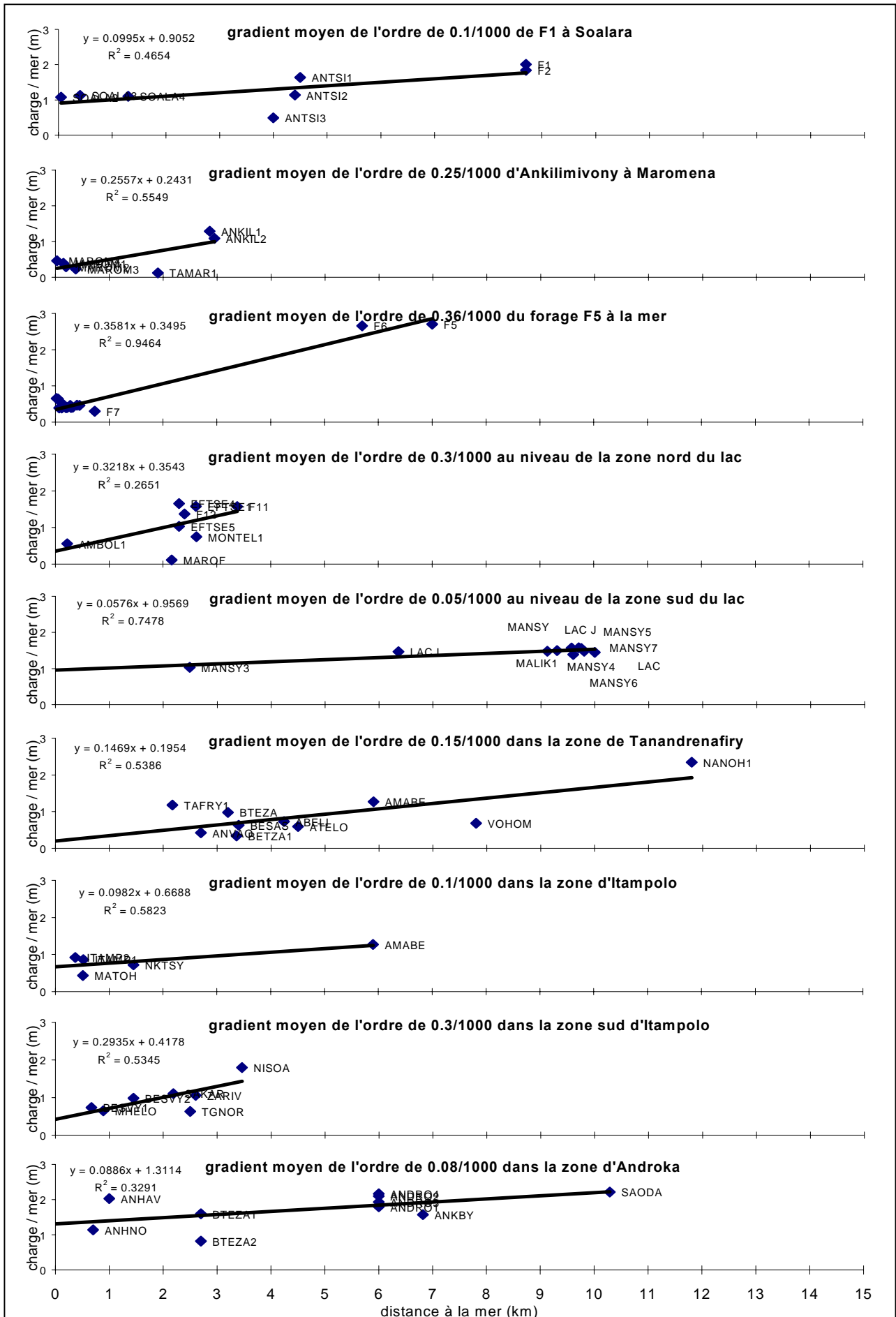


Figure V-2 : Profils piézométriques de la nappe littorale

**V.2.3.2. L'anomalie du lac Tsimanampetsotsa**

Comme nous l'avons vu précédemment (cf. § I.4.5), le lac Tsimanampetsotsa s'allonge au pied de la falaise du plateau Mahafaly, sur plus de 10 km de long (cf. Figure V-3) ce qui l'expose à une forte évaporation, compensée par les apports de la nappe. L'ordre de grandeur de l'altitude du lac, obtenu lors de la campagne de nivellement GPS (3 mNGM), s'avère très différente des altitudes avancées par la carte topographique au 1/100 000 de la zone (entre 10 et 20 mNGM). L'hypothèse préexistante qui en découle (Battistini, 1964 ; André, 1999), selon laquelle ce lac pouvait représenter une nappe perchée sur des argiles, relativement indépendante de la nappe générale doit donc être discutée. Ce lac étant de plus très salé, il constitue potentiellement une source de minéralisation de la nappe. L'étude de ses relations avec la nappe de la bande côtière apparaît donc particulièrement importante.

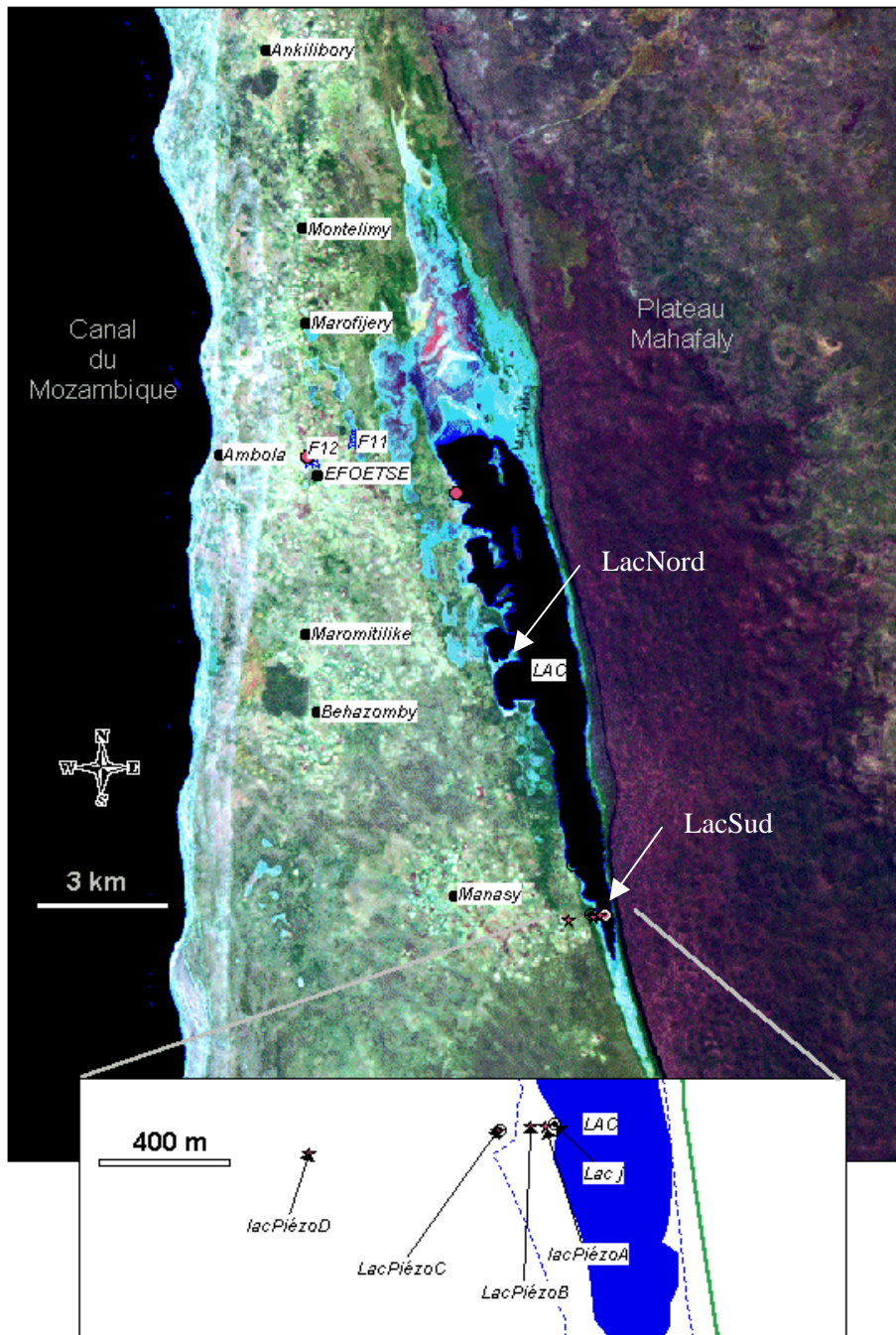


Figure V-3 : Situation du lac Tsimanampetsotsa et des points d'eau alentours

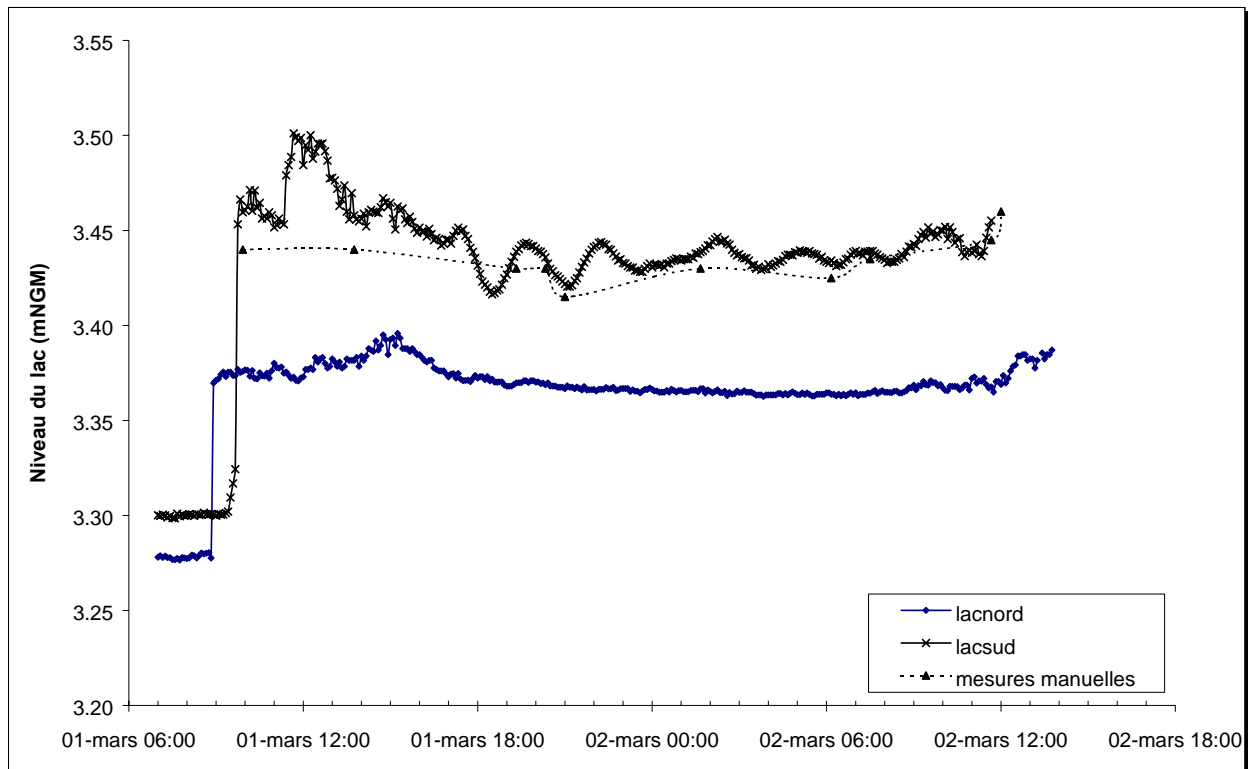
**V.2.3.2.1. Variations du niveau du lac**

Je ne disposais, au début de l'étude d'aucune information précise sur le niveau du lac et ses éventuelles variations. Sachant, d'après le nivellement, que ce niveau est relativement proche de celui de la nappe en aval, il apparaît important de s'intéresser à ses fluctuations propres.

L'installation d'une échelle limnigraphique, en novembre 2000, au S-W du lac (point "lacSud"), m'a permis de réaliser un certain nombre de mesures du niveau du lac, à différentes périodes.

Ces mesures ont mis en évidence des variations du niveau importantes et brutales de plusieurs dizaines de cm d'amplitude, sur de très courtes périodes, de moins de quelques heures dans certains cas.

Le suivi du niveau du lac avec un pas de temps serré, simultanément à deux endroits différents, du lac (points "LacNord" et "LacSud"), (cf. Figure V-4) montre : (1) qu'il existe au sud du lac des oscillations du niveau régulières, de période 2 à 3h et d'amplitude pluri-centimétrique, (2) que ces oscillations montrent une tendance à l'amortissement pendant toute une période nocturne (du 01 mars à 18h au 02 mars 9h), (3) que ces variations ne sont pas généralisées sur toute la surface du lac, puisqu'elles ne se voient pas sur le point "Lacnord", situé à 8 km plus au Nord (cf. Figure V-3).



**Figure V-4** : Evolution synchrone du niveau du lac sur deux stations Nord et Sud  
Seule la série de mesures du point lacsud située, près du point "lac J" est calée en altitude.  
Le point "Lacnord" se situe à 8 km au Nord, sur la bordure ouest du lac (cf. Figure V-3).

On peut expliquer ces observations par l'existence d'un phénomène de vague qui se propage sur la longueur du lac du Nord au Sud, avec une période régulière de 2h30mn en s'amplifiant vers le sud ou la section du lac est la plus faible. Un suivi du niveau du lac, a été réalisé sur le point lacSud, avec l'observation synchrone de l'intensité et de la direction du vent (cf. Figure V-5).

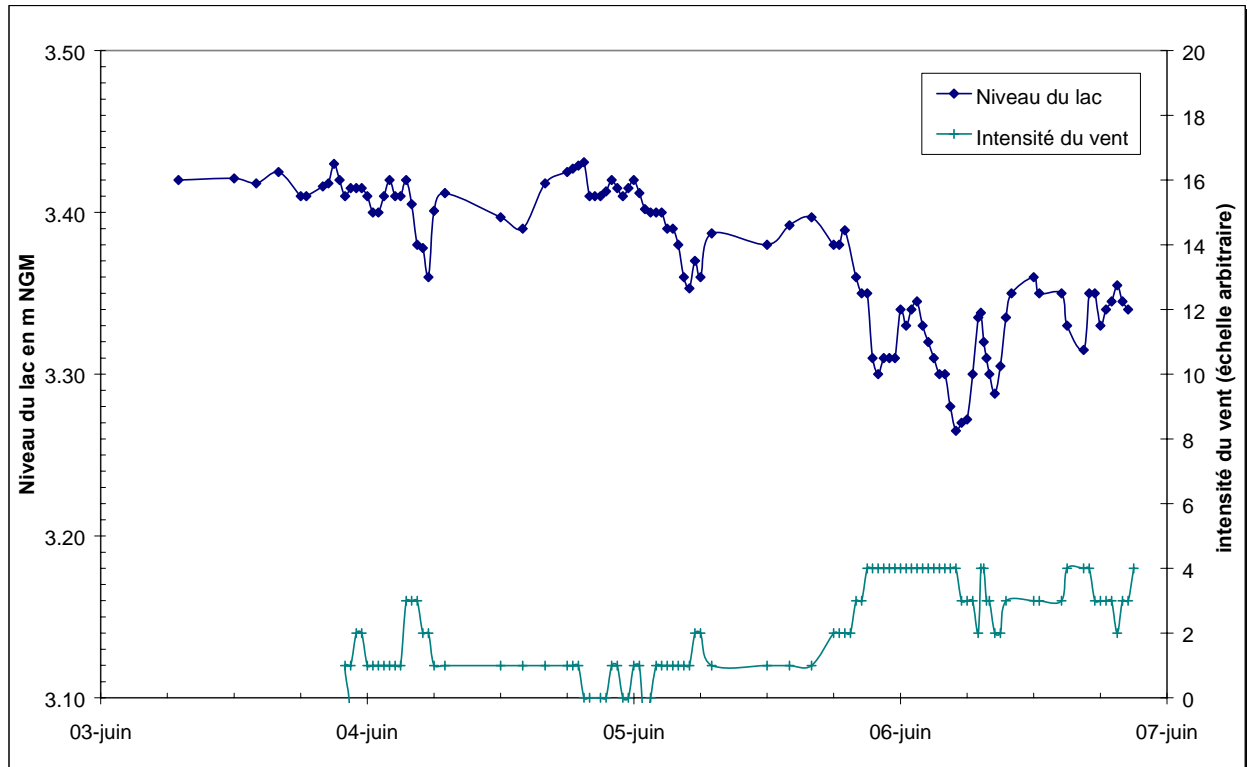
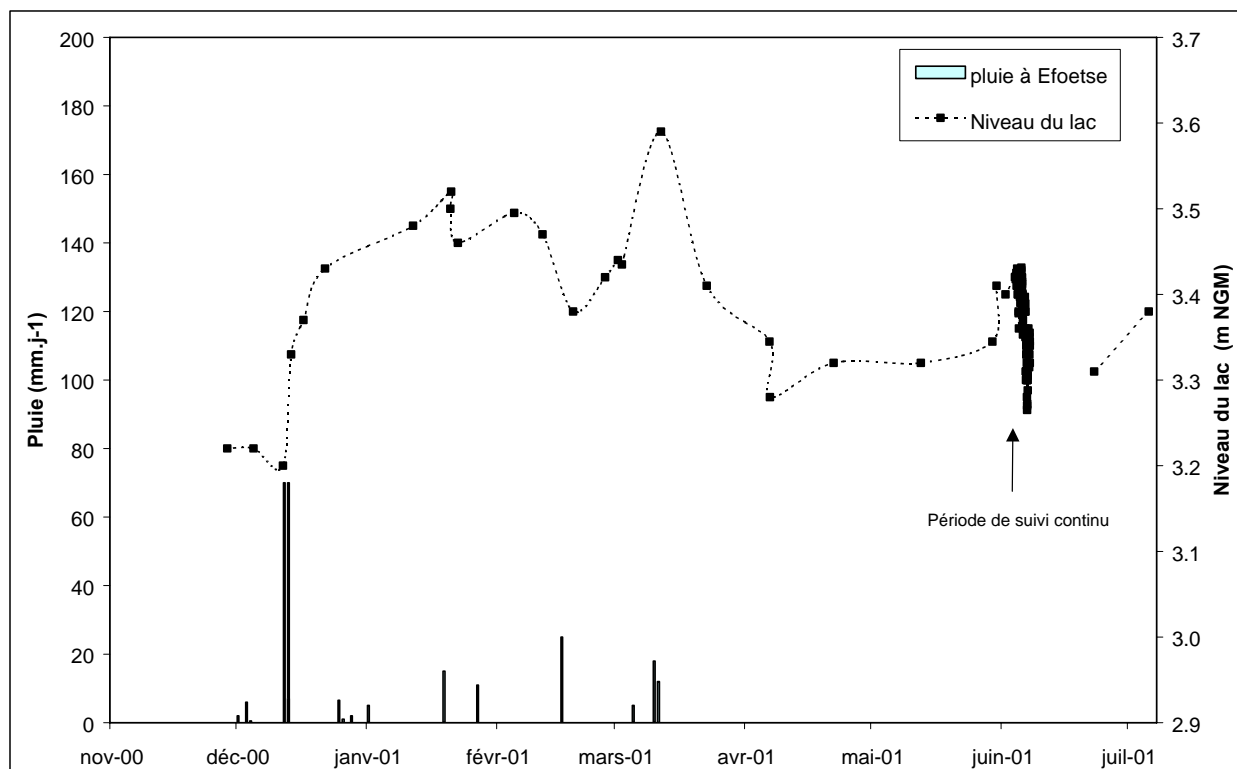


Figure V-5 : Evolution du niveau du lac en fonction de l'intensité du vent  
L'intensité du vent a été appréciée sur une échelle de 1 à 4 (chambre à air artisanale) ; une valeur de 1 indique un faible vent du sud, une valeur nulle indique pas de vent ou venant du Nord

Ce suivi montre bien l'action du vent qui, lorsqu'il souffle fort du Sud déplace la masse d'eau du lac vers le Nord. Ceci se traduit par une baisse du niveau du lac, observée au Sud, et devrait logiquement être marqué par une hausse du niveau au Nord. Pour des raisons techniques, ces variations n'ont pu être observées au Nord, mais on peut s'attendre à ce qu'elles soient de plus faible amplitude car la section du lac y est plus large.

Dès lors, au vue de ces résultats, les mesures ponctuelles réalisées pour le suivi du niveau du lac sur une longue période doivent être interprétées avec précaution. Malgré les variations journalières, il semble possible de distinguer une tendance annuelle dans les variations du niveau du lac, sur la période de suivi avec une période de "hautes eaux", de décembre à avril, et une période de "basses eaux" d'avril à Juillet (cf. Figure V-6).

L'amplitude globale des variations du niveau du lac sur la période considérée est de l'ordre de 0.4 m. La hausse significative du niveau du lac, au début du suivi aurait pu être déclenchée par les fortes pluies de décembre 2000. Le haut niveau du lac observé le 11 mars peut également être attribué à l'épisode pluvieux relativement important qui a commencé la veille.



**Figure V-6 :** Variations du niveau du lac et pluviométrie sur une période 8 mois.

#### V.2.3.2.2. Piézométrie autour du lac

Nous savons par la présence de sources d'eau douce que, sur sa bordure est, le lac est alimenté par la nappe du plateau Mahafaly. Les niveaux piézométriques des points situés à l'ouest du lac, montrent qu'il y existe des zones où la nappe a une charge du même ordre de grandeur, voire supérieure au niveau du lac (1.45m / mer). Il s'agit au Nord, de la zone d'Efoetse, et au Sud, de la zone de Manasy.

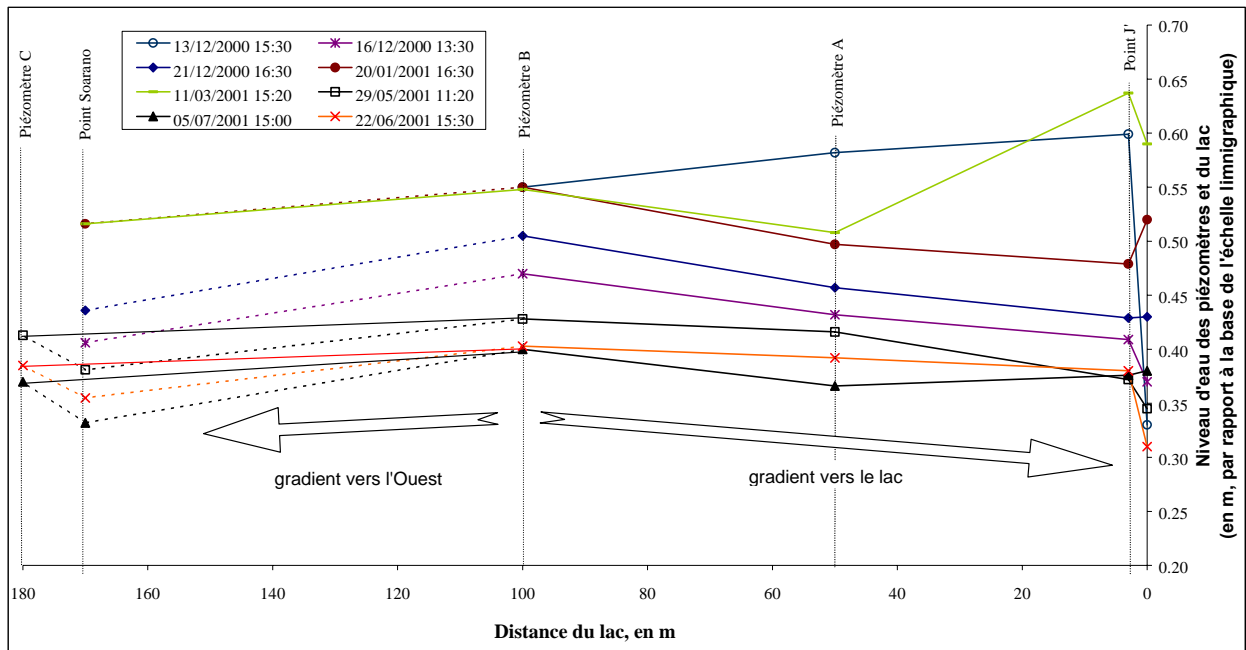
J'ai pu niveler, les points d'Efoeste entre eux, au niveau de chantier, jusqu'au forage F11, à l'Est, ce qui permet d'affirmer qu'il existe dans cette zone, un faible gradient de la nappe de 0.13 / 1000, vers l'Ouest. Cependant, aucun nivellement jusqu'au lac n'a pu être fait, permettant de mettre en évidence de manière certaine un gradient en direction de celui-ci.

Dans la zone de Manasy, par contre, j'ai pu approcher plus finement la piézométrie en implantant plusieurs piézomètres, sur la bordure ouest du lac (cf. [Figure V-3](#)). Ceux-ci, ainsi que les points d'eau environnants ont été nivelés précisément, au niveau de chantier, et raccordés au niveau du lac par l'intermédiaire d'une échelle limnigraphique. Ce nivellement a été refait à plusieurs reprises pendant la période de suivi pour vérifier l'absence de décalage des piézomètres. Le puits de Manasy (à 3 km à l'ouest du lac) a également été raccordé au niveau du lac au niveau de chantier. De nombreux profils piézométriques entre ces points ont pu être réalisés à différentes périodes, par le suivi du niveau de ces points d'eau par rapport au niveau du lac (cf. [Figure V-7](#)).

Ces profils montrent que, le plus souvent il existe un gradient faible mais significatif vers le lac (environ 0.5 / 1000), dans les 100 premiers mètres bordant le lac. Le fait que le point "Soarano" (entre les piézomètres B et C) soit systématiquement plus bas s'explique par le fait que c'est un point régulièrement puisé par les villageois. Les profils réalisés après l'implantation du piézomètre C (après le 29/05/2001) montrent par contre qu'il existerait un très faible gradient vers l'Ouest cette fois, au delà de la bordure

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

immédiate du lac. A certaines époques, qui correspondent à des périodes de pluie (ex : 13/12/2000), le gradient peut s'inverser entre ces points et le niveau du lac dépasse alors celui de la nappe (ex : 11/03/2001).



**Figure V-7 : Profils piézométriques sur la bordure S-W du Lac**

Le niveau moyen de la nappe à Manasy, à 3 km à l'ouest du lac, est du même ordre de grandeur que la cote du lac (3.36 mNGM). De ce fait, il doit exister une ligne de partage des eaux entre le lac et le village de Manasy.

Par analogie, l'hypothèse d'un point haut de la nappe au niveau d'Efoetse apparaît plausible.

Ne disposant pas de données piézométriques sur la zone centrale du lac, il nous faut envisager deux hypothèses sur la communication de celui-ci avec la nappe de la bande côtière (cf. Figure V-8a et b).

Dans les deux hypothèses, on considère que le lac est un système évaporatoire important, à l'origine de la création d'une dépression piézométrique.

- ✓ La première hypothèse (a) montre une ligne de partage des eaux continue, sur toute la bordure ouest du lac. Ceci implique que la nappe soit suffisamment alimentée pour compenser le drainage vers le lac (à l'est) et vers la mer (à l'ouest).
- ✓ La seconde hypothèse (b) limite les zones où la nappe est plus haute que le lac à ses extrémités Nord et Sud. Ceci sous-entend que dans la partie centrale, la nappe est sous-alimentée, privée des écoulements provenant du plateau, ceux-ci étant interceptés par le lac. Selon cette hypothèse, le lac est susceptible de pouvoir se vidanger dans la nappe.

A ce stade de l'étude, il reste difficile de valider l'une ou l'autre de ces hypothèses.



**V.2.3.4. Conclusions**

La faiblesse des gradients par rapport à la précision des mesures et la faible densité de points sur certaines zones ne permet pas pour l'heure de représenter la piézométrie de la nappe littorale par une carte d'isovaleurs. Cependant, partant des résultats du nivellement général des points d'eau de la bande côtière et malgré les incertitudes qui y sont liées, il semble possible d'adopter un certain nombre de caractères généraux pour la piézométrie de la bande côtière.

- ✓ La nappe de la plaine littorale présente une faible charge, inférieure à 3 m, par rapport au niveau moyen de la mer ; y compris à plusieurs km de celle-ci.
- ✓ Même s'il semble exister un gradient général de la nappe en direction de la mer, celui-ci reste faible, inférieur à 0.36/1000 et peut s'annuler voire s'inverser localement.
- ✓ Malgré cette tendance générale, la surface piézométrique apparaît relativement accidentée, avec la présence de points bas. Ceux-ci pourraient matérialiser l'existence de dépressions piézométriques au sein de matériaux peu perméables, sous l'influence de l'évaporation. Le fait que ces points correspondent souvent à des points d'eau relativement minéralisés, tend à confirmer cette hypothèse. Il existerait ainsi deux dépressions bien marquées, dans la moitié nord de la bande côtière, (1) à l'ouest du village d'Antsirafaly, (2) à l'est du village de Maromena. D'autres plus hypothétiques seraient localisées au niveau du puits de Marofijery, de Behazomby, de Tanandranto (cf. Figure V-9). L'incertitude liée à la campagne de nivellement au GPS ne permet pas de conclure sur ce point.
- ✓ Le lac Tsimanempetsotsa se situe au cœur d'une dépression piézométrique qui draine les écoulements en provenance du karst à l'Est. Les nivellements au niveau de chantier ont montré que la nappe de la bande côtière est également drainée par le lac sur sa bordure S-W. Il est probable qu'il se passe la même chose plus au nord mais là encore, un nivellement plus précis devrait permettre de le confirmer. Temporairement, le niveau du lac peut dépasser celui de la nappe et un écoulement de celui-ci vers la nappe est envisageable.
- ✓ La charge de la nappe, à proximité de la mer reste relativement importante, de plusieurs dizaines de cm, au dessus du niveau moyen de la mer. Ce phénomène s'observe aussi bien lorsqu'il existe une nappe d'eau douce (dunes vives) que pour la nappe générale salée. Son origine sera discutée dans un paragraphe suivant (cf. § V.6).

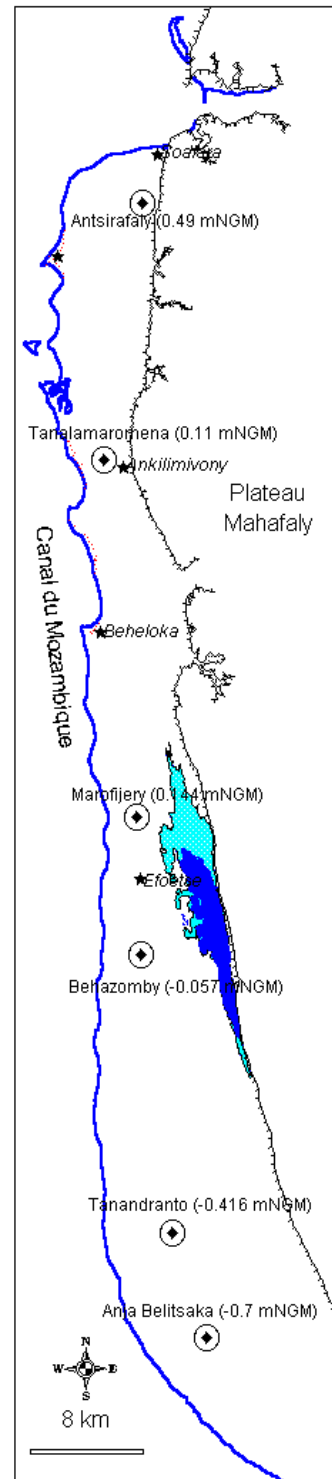


Figure V-9 : Situation des dépressions piézométriques soupçonnées, sur la bande côtière



### **V.3. Etude des paramètres physico-chimiques de la nappe**

Les données issues du suivi des paramètres physico-chimique des points d'eau représentent une masse très importante d'informations qui n'ont pas toutes la même représentativité en fonction du type de points d'eau, du moment de la journée, de la marée...etc.

Ainsi par exemple, à la suite d'une pluie, certains points d'eau montrent un changement brutal des paramètres physico-chimiques. Cette brusque variation n'est pas forcément représentative d'un changement au sein de la nappe mais elle traduit simplement une pollution directe du point d'eau par les eaux de surface, liée à sa configuration (absence de couverture et mauvaise qualité de la margelle).

L'ensemble des données brutes du suivi des paramètres physico-chimique sont résumées dans un tableau (en annexe). Leur interprétation ne peut toutefois se faire qu'au cas par cas, pour chaque point d'eau.

Les paragraphes suivants, à partir des informations de ce suivi, permettent une analyse statique des paramètres physico-chimique de la nappe. J'ai fait le choix de traiter cet aspect de la physico-chimie de la nappe avant son étude hydrodynamique car cela permet de bien cerner le problème de sa minéralisation dans l'espace. L'évolution dans le temps des paramètres physico-chimiques sera abordée dans un chapitre suivant, après l'étude hydrodynamique de la nappe.

#### **V.3.1. La conductivité électrique (C.E.)**

##### **V.3.1.1. Carte de C.E. de la bande côtière**

Les variations dans le temps de la conductivité électrique, sont pour un grand nombre de points d'eau, représentatives de phénomènes qu'il faut envisager à la lumière d'autres données (piézométrie, pluviométrie, marée), ce qui fera l'objet d'un autre chapitre. Néanmoins, ces variations apparaissent relativement faible pour la grande majorité des points d'eau de type puits ou forage pendant la durée du suivi (de Janvier 1999 à Juillet 2001). De ce fait, il est possible de donner pour la plupart des points d'eau de la bande côtière, une valeur moyenne de conductivité, représentative de la zone captée.

A partir de ces valeurs moyennes, il apparaît une très grande variabilité spatiale de la minéralisation des eaux de la nappe littorale, avec des valeurs allant de moins de 1000 à plus de 60 000 $\mu$ S/cm (valeur supérieure à celle de l'eau de mer (52000 $\mu$ S/cm)).

La grande variabilité des caractéristiques des points d'eau (type, profondeur, surface...), pose le problème de la représentativité des eaux mesurées, vis à vis de la nappe. Chaque point d'eau suivant ses caractéristiques est en effet susceptible de capter une zone particulière de l'aquifère. De ce fait, il paraît difficile *a priori* de représenter, les paramètres physico-chimiques de la nappe sous forme de courbes d'isovaleurs, à l'échelle de la bande côtière. J'ai donc choisi de représenter, la distribution spatiale des conductivités électriques moyennes des points d'eau de la bande côtière, par des points en dégradé de teintes. (cf. Figure V-10).

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

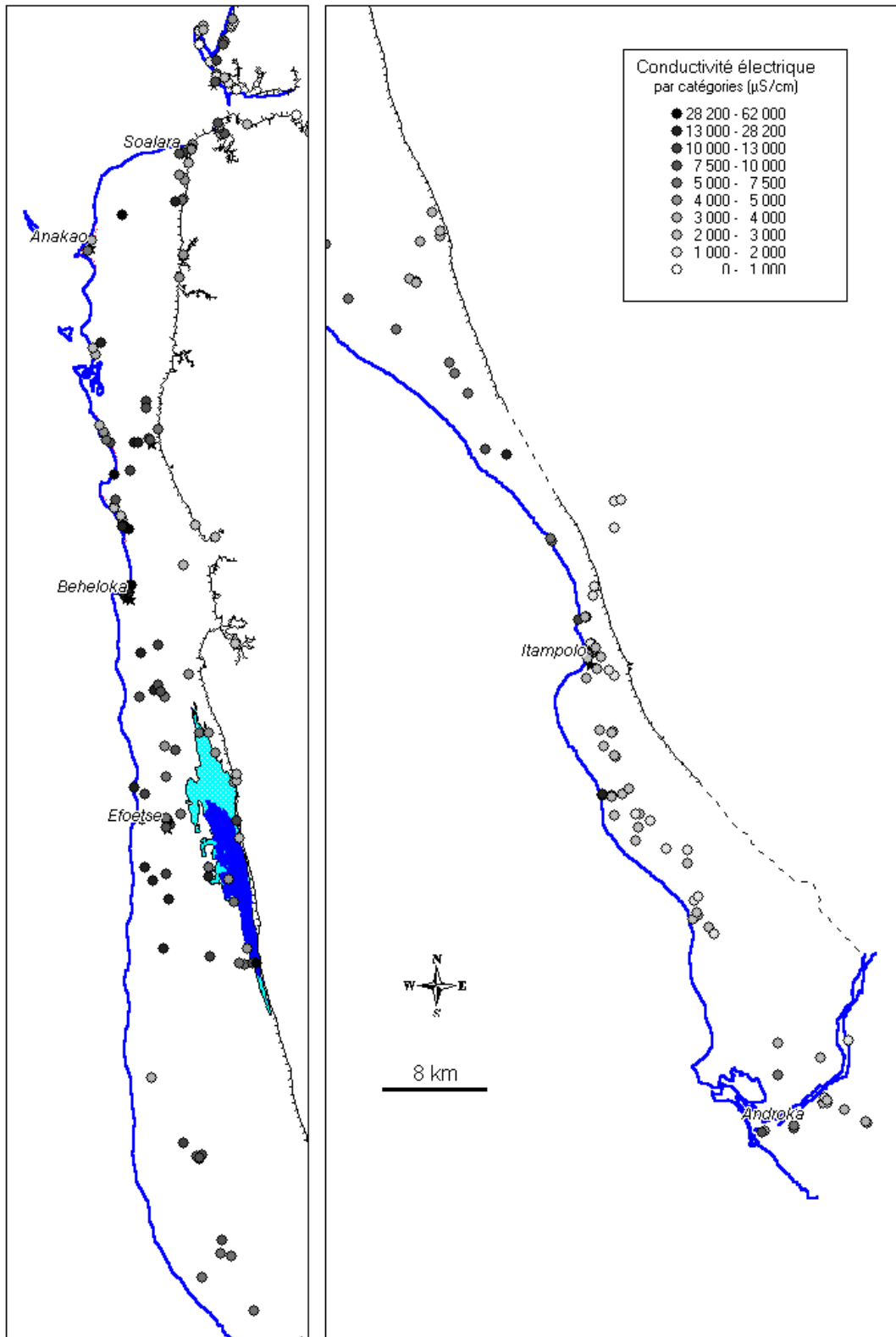


Figure V-10 : Carte de la conductivité électrique des points d'eau de la bande côtière

Cette carte permet d'individualiser très clairement deux domaines de minéralisation de la nappe littorale :

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

- un domaine nord, où la minéralisation de la nappe est très variable, avec des valeurs de moins de 2000 à plus de 20 000  $\mu\text{S/cm}$ . La minéralisation moyenne de cette zone est relativement élevée, de l'ordre de 9000  $\mu\text{S/cm}$ . Les conductivités les plus faibles se rencontrent : (1) le long du plateau Mahafaly, dans les forages, ou les puits situés à proximité immédiate de la falaise. (2) le long du littoral, dans les zones couvertes par les dunes vives. On peut remarquer aussi qu'il existe un certain nombre de points peu minéralisés, autour du lac Tsimanempetsotsa et notamment à l'Ouest.
- un domaine sud, où la minéralisation est beaucoup plus homogène, les valeurs de conductivité représentative de la nappe sont presque toutes comprises entre 1000 et 4000  $\mu\text{S/cm}$ , pour une moyenne de l'ordre de 2500  $\mu\text{S/cm}$ .

### **V.3.1.2. Relation entre la C.E. et la distance à la mer**

Du fait de la faible densité des points d'eau et de leur hétérogénéité, il apparaît difficile de mettre directement en relation la conductivité de l'eau avec la distance à la mer, notamment par l'intermédiaire de simples profils transversaux de la bande côtière. Pour mettre en évidence une tendance éventuelle, j'ai donc représenté la conductivité électrique des points d'eau en fonction de sa distance à la mer, de manière globale, pour la zone nord (Figure V-11), et pour la zone sud (Figure V-12).

#### **V.3.1.2.1. La zone Nord**

Dans la zone Nord, les eaux sont en général très minéralisées avec des conductivités électriques dépassant très souvent 5000  $\mu\text{S/cm}$  même à plusieurs kilomètres de la mer. La relation entre la minéralisation d'un point d'eau et sa distance à la mer n'est pas directe mais on constate que les valeurs de C.E. maximum sont de plus en plus élevées lorsqu'on se rapproche de la mer. Autrement dit, si les valeurs de C.E. à plus de 8 km de la mer restent toutes inférieures à 10 000  $\mu\text{S/cm}$ , elles sont très dispersées, proche de la mer où l'on trouve aussi bien des valeurs de moins de 2000  $\mu\text{S/cm}$  que des valeurs de plusieurs dizaines de milliers de  $\mu\text{S/cm}$ .

Le forage F41 montre une minéralisation particulièrement élevée (62 000  $\mu\text{S/cm}$ ). Cette minéralisation obtenue en pompage, plus importante que celle de l'eau de mer pourrait être liée à la nature de l'encaissant, en profondeur (grès et argiles à plus de 80 m de profondeur), ce qui sera discuté plus loin à partir des analyses chimiques (cf. § Partie VI. :)

C'est paradoxalement très près de la mer qu'on trouve les conductivités électriques les moins élevées. Celles-ci correspondent aux points d'eau qui captent les nappes des dunes vives. On peut remarquer que des eaux particulièrement douces existent aussi, sur la presqu'île de Sarodrano (au nord de l'Onilahy). Ces points d'eau révèlent donc des nappes d'eau douce, très localisées, dont l'origine et le fonctionnement sera discuté plus loin (cf. § V.6).

#### **V.3.1.2.2. La zone Sud**

Dans la zone sud, en revanche, les conductivités sont beaucoup plus faibles et apparaissent totalement indépendantes de la distance à la mer. Pour illustrer ce phénomène, on peut noter que deux forages de la zone (F32 et F33, village d'Androhipano), distants de seulement 30 mètres l'un de l'autre, même s'ils captent les mêmes formations, présentent des conductivités significativement différentes, respectivement de 2800 et 2300  $\mu\text{S/cm}$ . Les points les plus minéralisés correspondent à ceux qui sont localisés dans la partie la plus occidentale de l'embouchure de la Linta, dans les alluvions emprisonnant des vases marines dont on peut penser qu'elles contaminent la nappe localement.

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Quelques sources sur l'estran peuvent montrer des conductivités plus élevées, probablement simplement dues à une contamination marine, à marée haute.

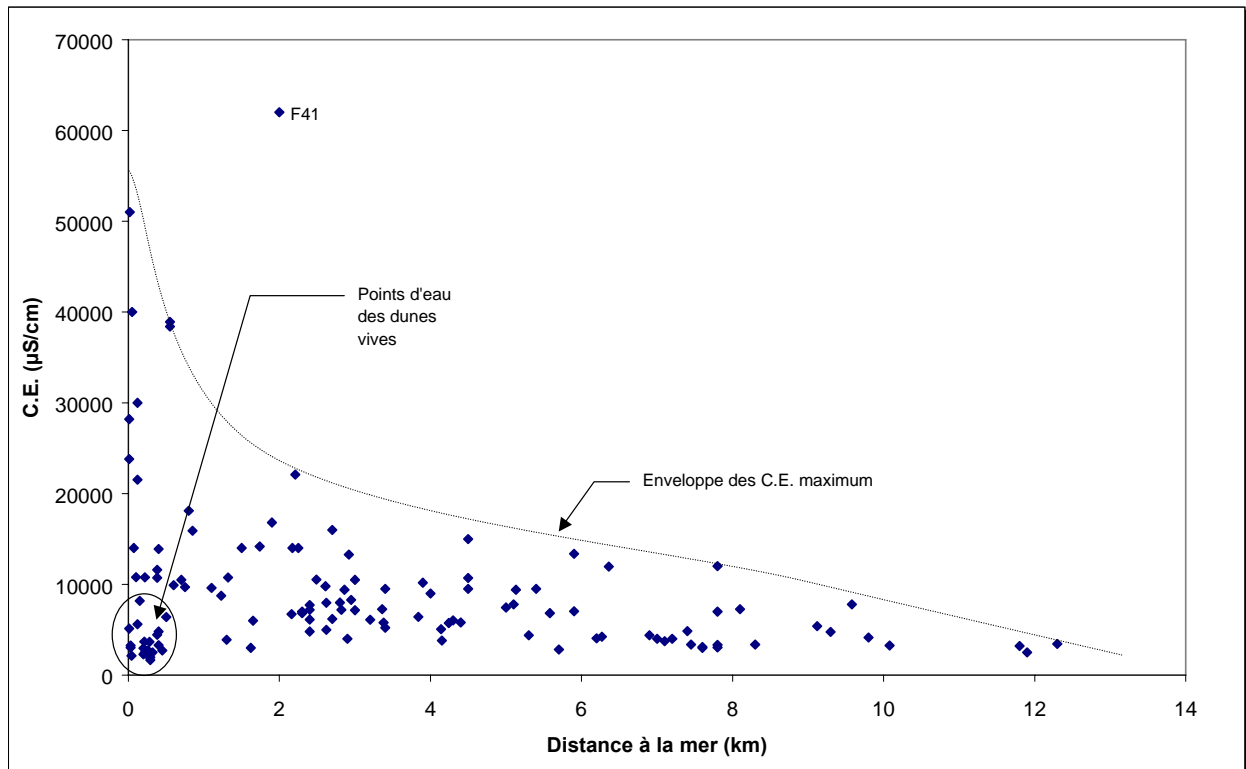


Figure V-11 : Conductivité électrique dans les points d'eau du nord de la bande côtière

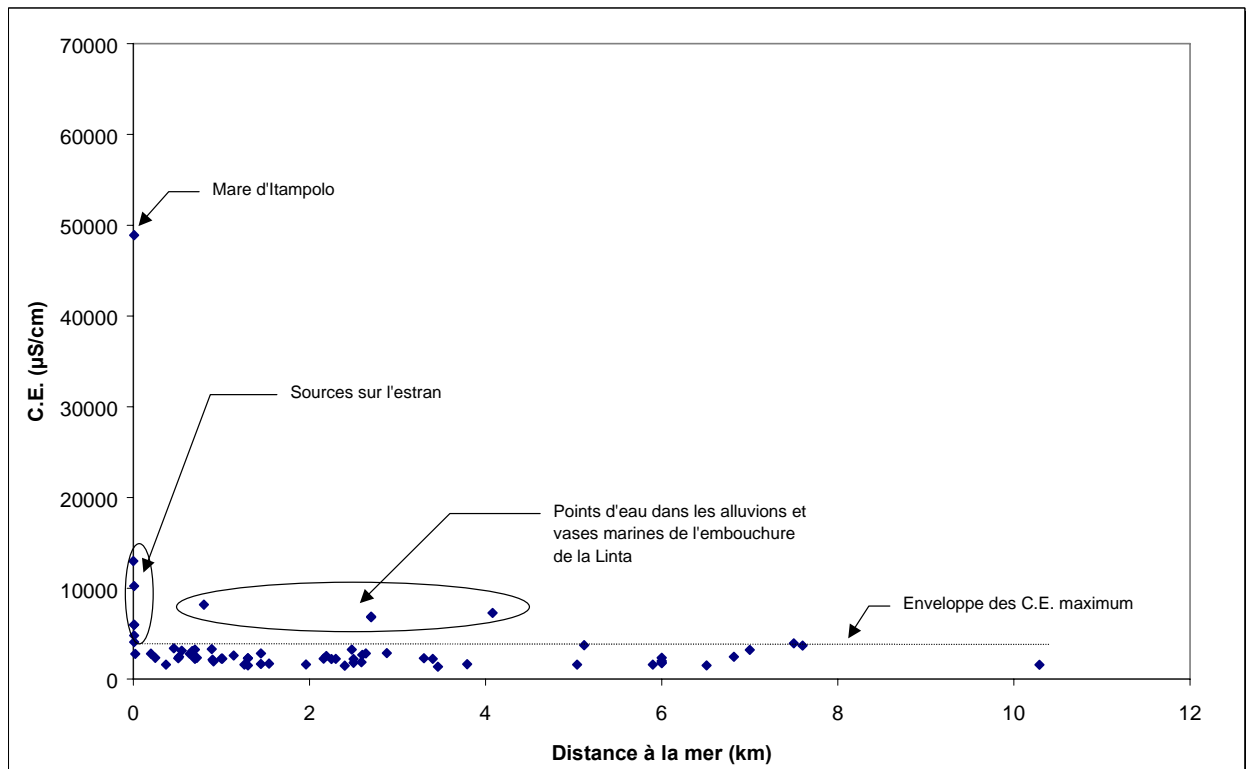


Figure V-12 : Conductivité électrique dans les points d'eau du sud de la bande côtière

**V.3.2. La température**

Les températures mesurées sur les points d'eau de la nappe de la bande côtière varient de l'ordre de 22 à 35°C. Cependant, tous les points d'eau qui présentent une certaine surface libre (type puits, mare, aven) peuvent montrer des variations de température de plusieurs degrés pendant la journée, ce qui entraîne une dispersion des valeurs, selon le moment de la journée et les conditions climatiques (pluie, vent, ensoleillement...). Les valeurs extrêmes concernent des points d'eau de type mare, particulièrement exposées à ces variations.

Si on ne tient pas compte de ces points particuliers, la majeure partie des points d'eau présentent une température comprise entre 26 et 30°C.

Malgré la dispersion des valeurs dues aux variations journalières de la température, on peut voir sur de nombreux points d'eau une tendance annuelle, vraisemblablement liée aux variations saisonnières de la température de l'air (cf. Figure V-13), avec des températures minimum en saison froide (juillet-août), et maximum en saison chaude (décembre-janvier).

L'amplitude de ces variations est fonction de la surface libre et de la profondeur de l'eau.

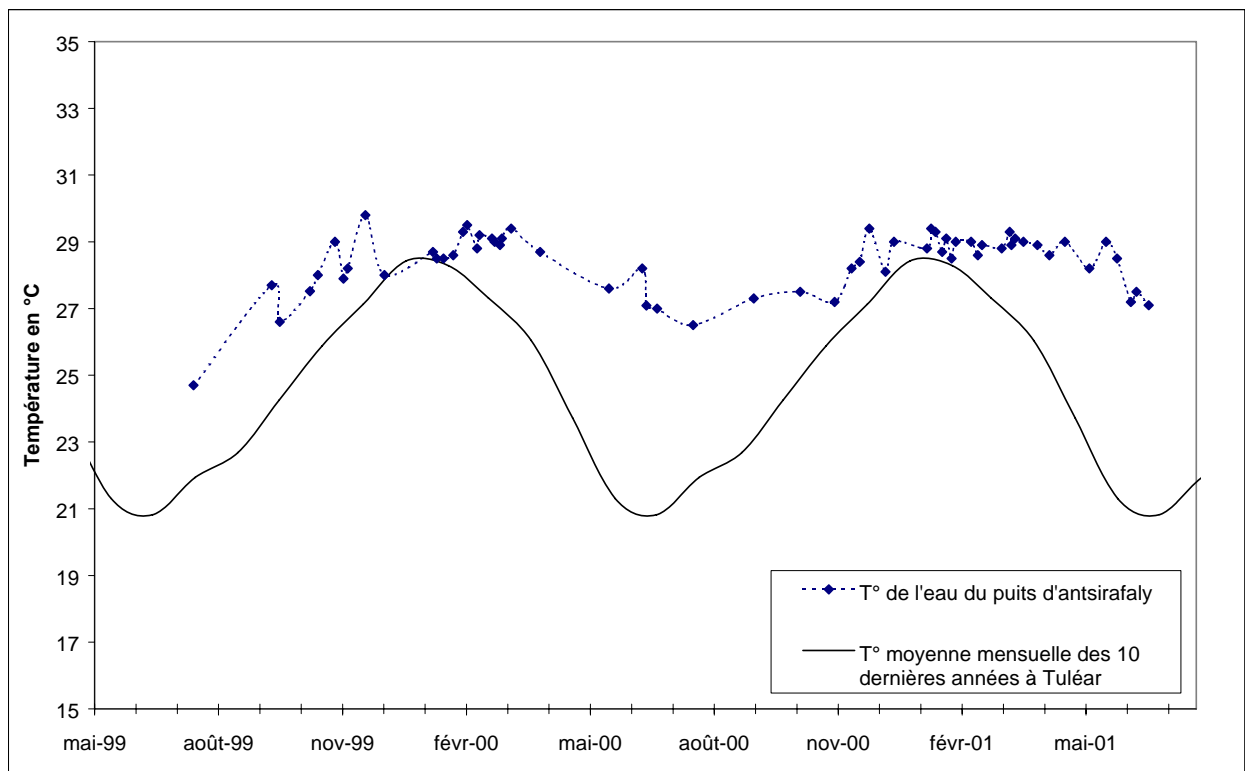


Figure V-13 : Exemple de variation annuelle de la température des points d'eau (puits d'Antsirafaly)

Malgré cette variabilité saisonnière des températures dans les points d'eau, on peut mettre en évidence des différences significatives de la température moyenne de la nappe en fonction de la situation géographique des points d'eau et de l'aquifère capté.

Ainsi on met clairement plusieurs groupes de points (cf.

Figure V-14) :

- les points qui captent l'aquifère éocène, qui montrent une température moyenne relativement élevée, quelque soit la profondeur,
- les points d'eau des dunes vives qui à faible profondeur, présentent des températures moyennes faibles, pour la plupart en dessous de 27°C.

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

- Les températures moyennes des points d'eau dans les dunes anciennes forment un nuage qui se disperse à faible profondeur, avec des écarts de températures plus importants près de la surface.
- les points d'eau situés très proches du lit de la Linta, au sud de celui-ci (puits d'Androka et Saodona), qui présentent des températures relativement basses.
- Les points d'eau qui captent les grès dans la moitié sud de la bande côtière.

On notera la présence dans ce nuage de trois points isolés (Ankiliambany, Nisoa, Besely) qui montrent une température relativement basse (27-28°C) pour des profondeurs importantes. Si le point Besely peut être remis en cause (moyenne calculée sur 3 mesures), les deux autres points sont représentatifs de la nappe (moyennes calculées sur 19 et 23 mesures). La température de la nappe dans cette zone apparaît donc comme une anomalie puisqu'elle montre une tendance inverse de celle qu'on devrait observée en tenant compte d'un gradient géothermique. Cette anomalie pourrait marquer la contribution significative des eaux de surface dans les écoulements souterrains, du sud de la bande côtière.

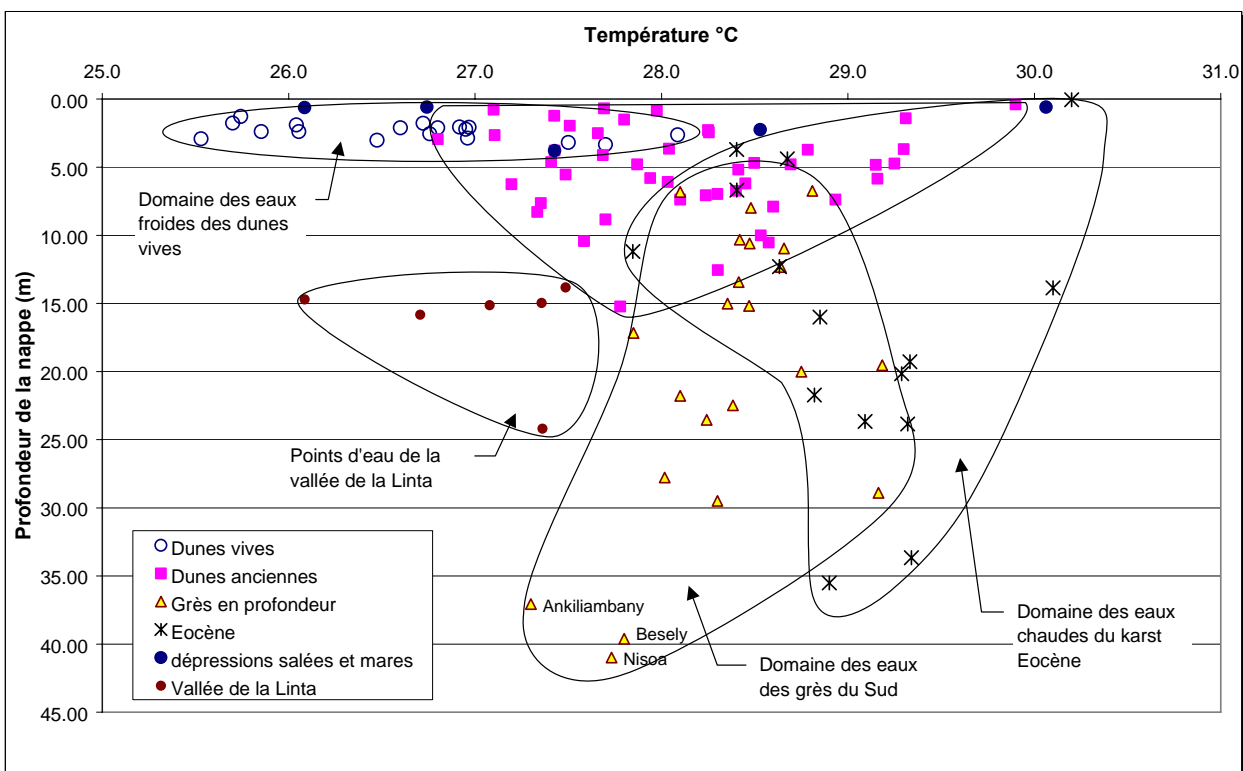


Figure V-14 : Température de l'eau en fonction de la profondeur et de l'aquifère capté

### V.3.3. Le pH

Les valeurs de pH mesurées pendant tout le suivi sont relativement homogènes et sont comprises entre 6.8 et 8.4 pour tous les points d'eau sauf une mare où un pH de 9.4 a été mesuré. Le pH ne varie pas beaucoup au cours du temps, sur un même point d'eau. Par ailleurs, on n'observe pas de distribution spatiale particulière. On notera juste que les eaux les plus basiques (pH supérieur à 8) se rencontrent plutôt dans les points d'eau de type mare ou les dunes vives.

#### **V.3.4. Conclusion sur l'étude des paramètres physico-chimique**

Le suivi des paramètres physico-chimiques de base (C.E., Température) apporte un grand nombre d'informations.

La conductivité électrique de l'eau apparaît comme un des paramètres clés de l'étude. L'analyse de sa variabilité spatiale permet de distinguer très nettement deux domaines au sein de la nappe littorale.

- Le domaine nord, montre des conductivités électriques très variables (de 1000 à 62000 $\mu$ S/cm), et en moyenne relativement élevées. Ces valeurs ont tendance à augmenter lorsqu'on s'approche de la mer ce qui laisse supposer une influence marine significative dans la minéralisation de la nappe. Nous verrons plus loin comment l'étude hydrodynamique et hydrochimique permet de préciser ces mécanismes (contamination directe et indirecte). Dans ce schéma, les eaux issues de l'aquifère éocène à l'est, apparaissent logiquement moins minéralisées que les eaux de la nappe côtière, mais elles présentent des conductivités électriques encore relativement élevées (jusqu'à 5000 $\mu$ S/cm), inhabituelles pour des eaux de type "karstiques", et en tout cas nettement supérieure à celles des eaux qui sortent du karst au Nord de l'Onilahy (<1000 $\mu$ S/cm). Sur ce domaine, on a pu mettre en évidence la présence d'eau relativement douce, au S-W du lac Tsimanempetsotsa. Ceci tend d'une part à confirmer des écoulements dans le sens nappe littoral / lac, sur ses bordures (contamination limitée de la nappe par le lac), et d'autre part suggère, à cet endroit, une alimentation latérale significative de la nappe littorale par les eaux du karst moins minéralisées en profondeur, sous le lac (qui lui, est très salé) et les argiles qui lui sont associées. Nous discuterons plus loin de l'origine propre de la minéralisation du lac.

Il existe sur cette zone plusieurs nappes d'eau douce, limitées aux terrains couverts par les dunes vives, proche de la mer. C'est ici qu'on trouve les conductivités électriques les plus faibles. L'origine de ces nappes sera discutée plus loin.

- Le domaine sud est nettement moins minéralisé et surtout, la conductivité électrique de la nappe y apparaît totalement indépendante de la distance à la mer. Ceci tend à montrer que l'influence directe de la mer y est très limitée. En revanche, même si elles présentent des valeurs de conductivité électrique en moyenne plus faibles qu'au nord, les eaux issues de l'aquifère éocène de ce domaine restent encore relativement minéralisées par rapport à des eaux karstiques habituelles. Le fait qu'il n'y ai pas ou peu d'influence marine significative tend à montrer que cette minéralisation est une sorte de "bruit de fond" dont l'origine serait à rechercher en amont hydrogéologique.

L'étude de la température des eaux, même si elle est biaisée par les perturbations d'ordre climatique permet de mettre en évidence plusieurs types d'eau. Il apparaît clairement que les eaux issues du karst sont en moyenne plus chaudes (28-29°C) que les eaux de la bande côtière, ce qui peut être lié à la profondeur de la nappe au sein du plateau Mahafaly (50 à plus de 100 m). Les eaux des nappes des dunes vives sont en revanche nettement plus fraîches que les eaux de la nappe littoral en général (26-27°C), alors que d'autres points d'eau situés à proximité de la mer dans les dunes anciennes montrent des températures plus élevées. Ceci tend à montrer la singularité de l'origine de la nappe des dunes vives et pourrait suggérer une alimentation météorique de cette nappe. Au sud de la bande côtière, la présence d'eau relativement fraîche en profondeur notamment à proximité de la Linta, est un indice intéressant qui pourrait matérialiser des écoulements très rapides d'eau issues de la surface. Ces eaux pourraient marquer la contributions des pertes de la Linta dans les écoulements de cette zone.

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Les mesures de pH quant à elle, n'apportent *a priori* pas de précisions particulières sur le fonctionnement hydrogéologique de la plaine littorale.



## **V.4. Hydrodynamique**

Il n'existait pas, au commencement de l'étude, de données chiffrées concernant les caractéristiques hydrodynamiques des différentes formations sur la zone. Un certain nombre d'observations permettent cependant de suspecter une grande variabilité des paramètres hydrodynamiques, au sein des deux aquifères, quaternaire et éocène. Les données de forages effectués au cours de l'étude permettent de préciser ces observations.

### **V.4.1. Indices sur les écoulements de la nappe littorale**

#### **V.4.1.1. Les sources**

Il existe sur le littoral S-W un certain nombre de sources d'eau douce.

Certaines sortent des calcaires éocènes :

- (1) au niveau de la mer : c'est le cas des sources de Soalara qui sortent de la falaise, à l'embouchure du fleuve Onilahy, en rive gauche et qui sont relativement importantes en terme de débit (plusieurs dizaines de l/s).
- (2) sur la plaine littorale, comme la source d'Andranohomby qui sort des calcaires éocènes au pied du talus et alimente le lac Tsimanempetsotsa, au N-E de celui-ci. Même si elles n'ont pas encore été reconnues, il est fort probable qu'il existe d'autres sources de ce type, alimentant le lac, au sud d'Andranohomby (Archambault 1957, Aurouze 1959, Rakotoarimanga 2000)

D'autres sources sortent des terrains quaternaires de la bande côtière. Cependant, ces sources d'eau douce, visibles sur l'estran, à marée basse ne sont connues que dans la moitié Sud de la bande côtière (particulièrement dans la région d'Itampolo) et malgré mes recherches, je n'ai pas pu mettre en évidence de sorties d'eau douce au nord de celle de Maromaty, située à l'ouest du lac Tsimanempetsotsa. On peut y voir à marée basse, un faible débit, sortant d'une fracture sous le beach-rock. J'y ai mesuré une conductivité de l'ordre de 23700  $\mu\text{S}/\text{cm}$  relativement élevée mais probablement liée à une contamination par l'eau de mer. Autour, j'ai pu mesurer dans le sable des conductivités variant de 30000 à 52000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (conductivité de l'eau de mer), témoignant bel et bien d'une sortie d'eau de la nappe à cet endroit, celle-ci restant *a priori* relativement limitée et diffuse.

#### **V.4.1.2. Les poissons aveugles**

Nous avons évoqués dans un chapitre précédent (cf. § IV.2.3.4), le fait qu'il existe dans la majeure partie des points d'eau du plateau Mahafaly, des petits poissons cavernicoles ("Typhleotris madagascariens"). Ces poissons ont pu être observés également dans certains points d'eau de la bande côtière, captant les calcaires éocènes (au nord-est du lac Tsimanampetsotsa, dans l'aven Nikotsy, dans le forage F16 et dans les anciens forages et puits à la sortie du couloir d'Itombona). L'existence de ces poissons, généralisée dans la majeure partie du plateau, constitue un indice d'une perméabilité de fracture importante et d'écoulements suffisamment rapides, permettant l'oxygénation de l'eau.

### **V.4.2. Apports des essais de pompage**

Un récapitulatif des données concernant les pompages est donné dans le tableau suivant (Tableau V-4).

FORAGES	Géologie captée	Indices de fracturation signalés à la foration	L crépine immergée (m)	dist/mer (km)	réaction à la marée (cm)	Pompage par paliers				Pompage longue durée		
						Q max (m3/h)	pertes aquifère (m)	pertes forage (m)	% pertes aquifère	Q max (m3/h)	Rabmt stabilisé (m)	Rabmt spécifique s/Q (m/m3/h)
F1 ANTSAITSAI	Eocène moyen	-	9	7.2	2.5	16.32	1.58	1.56	50.32	> à 14	2.4	0.19
F2 ANTSAITSAI	Eocène moyen	-	9	7.1	3					0.4	-	-
F3 ANTSAITSAI	Eocène moyen	-	-	7.3	-						-	-
F4 AMBILAHILAHIKA	Argile continentale	-	-	5.4	-					-	-	-
F5 AMBILAHILALIKA	Eocène moyen	Karst à -5mNGM	12	7	2.5	16.056	0.27	0.79	25.47	> à 13.4	0.75	0.06
F6 AMBILAHILALIKA	Eocène moyen	-	6	5.7	5	14.87	2.93	2.74	51.68	> à 12.4	4.15	0.33
F7 AMPASINABO	Dunes moyenne	-	4	0.73	1.5					-	-	-
F8 AMPASINABO	Dunes moyenne	-	0.3	0.73	1.5					-	-	-
F9 ANKILIBORY	Grès quaternaire	perte totale à -26mNGM	6	5.3	0.8	19.764	0.23	1.84	11.11	> 16.5	1.43	0.09
F10 BEHELOKA	Formation de plage	-	3	0.02	15					-	-	-
F11 EFOETSE	Grès quaternaire	-	3	3.38	1.5	18.28	0.23	2.65	7.99	> à 17.5	2	0.11
F12 EFOETSE	Grès quaternaire	perte totale à -30mNGM	6	2.4	2	18.936	0.11	2.39	4.40	> à 15.8	5.4	0.33
F13 ANKILIMIVONY	Eocène moyen	-	15	4.14	4	12	0.86	1.71	33.46	> à 10	2	0.19
F14 NANOHOFA ambany	Grès quaternaire	-	9	11.9	3	18	0.2	1.22	14.08	> à 17.2	1	0.06
F15 NIKOTSY LAVAVOLO	Eocène inférieur	karst tout le long	12	1.26	20		nulle			> à 17	0	0.00
F 16 VINTANY	Grès quaternaire	poisson !	3	1.96	6	11.88	0.59	8.02	6.85	9.5	5	0.57
F 17 BESASAVY	Grès quaternaire	grès oxydés à -18mNGM	9	0.72	33		nulle			> à 16.75	0	0.00
F18 VOHOMBE	Grès quaternaire	fractures à -4 mNGM	6	7.45	4	18.93	0.25	0.99	20.16	> à 15.8	0.9	0.06
F19 NANOHOFA haut	Grès quaternaire	-	9	10.08	-	12.7	0.36	4.07	8.13	> à 10.6	3.15	0.30
F20 ITAMPOLO	Grès quaternaire	fissures à -2mNGM	6	1.14	29					3.6	2.3	0.64
F21 BEVALA	Grès quaternaire	-	6	3.7	-					-	-	-
F22 BEVALA	Grès quaternaire	-	3	3.4	10	13.57	3.4	3.9	46.58	>11	5.6	0.50
F23 TANANDAVA	Grès quaternaire	-	6	2.3	37	19.548	0.68	0.93	42.24	>16	1.2	0.09
F24 TONGAENORO	Grès quaternaire	-	9	2.48	25	18.1	1.12	0.23	82.96	>15	1.05	0.07
F25 BESASAVY carrefour	Grès quaternaire	-	9	2.25	10	13.536	4.96	1.13	81.44	>11	4.8	0.43
F26 AMBALABE 1	Grès quaternaire	fissures à partir de -2mNGM	9	2.59	10	9.59	3.8	0.53	87.76	>8	3.5	0.44
F27 AMBALABE 2	Grès quaternaire	fissures à -2mNGM	8	2.16	20	14.39	1.59	1.46	52.13	>12	2.4	0.23
F28 TSIANDRINA nord	Grès quaternaire	fissures à -4mNGM	9	3.79	10	14.25	0.5	0.51	49.50	>12	0.75	0.06
F29 SAKARIAKE	Grès quaternaire	-	9	2.4	25	12.636	0.43	0.56	43.43	>11	0.75	0.08
F30 BELOFOTSE	Grès quaternaire	-	6	1.3	15		nulle			>6	0.15	0.03
F31 ANDOHARANO	Grès quaternaire	-	3	0.64	10		nulle			>6	0.32	0.05
F32 ANDRAHIPANO	Grès quaternaire	-	3	1.3	15		nulle			0.6	0.48	0.07
F33 ANDRAHIPANO	Grès quaternaire	-	3	1.3	15	18.36	1.47	1.01	59.27	>15	1.8	0.12
F34 KAIKARIVO	Grès quaternaire	-	3	1.54	20		nulle			>15	0.09	0.01
F35 MANARIMBE	Grès quaternaire	-	6	0.9	10	19.51	1.11	0.97	53.37	>16	1.6	0.10
F36 ITAMPOLO	Grès quaternaire	-	3	0.7	25					>2	0.34	0.16
F37 VOHOMBE	Grès quaternaire	-	3	7.6	4	15	1.17	3.81	23.49	>12	3.35	0.33
F38 TANANDRANTO	Grès quaternaire	-	3	5	2	19.76	1.36	2.51	35.14	>16.5	2.8	0.18
F39 TANANDRANTO	Grès quaternaire	-	6	5.1	2	18.57	1.58	0.81	66.11	>15.5	1.75	0.12
F40 BEHELOKA	Argile continentale	-	6	4.15	-					-	-	-
F41 ANAKAO	Grès quaternaire	-	6	2	5					-	-	-
F42 ANTSAITSAI	Eocène moyen	karst à -4mNGM	15	7	2.5	14.86	0.18	0.35	33.96	12.4	0.4	0.03

Tableau V-4 : Tableau récapitulatif des données de forages et de pompage

**V.4.2.1. Les pompages par palier**

Tous les forages ayant atteint des niveaux de grès ou de calcaires productifs, ont fait l'objet d'essais de pompage par paliers jusqu'au débit maximum de la pompe (de l'ordre de 10 à 20 m<sup>3</sup>/h).

Pour la plupart des forages testés, on peut faire les remarques suivantes :

- (1) le niveau se stabilise très rapidement, en quelques minutes voire quelques secondes, donnant un rabattement spécifique (s/Q) relativement faible mais variable d'un forage à un autre, allant de 0 (F15) à 0.64 (F12).
- (2) les essais par paliers montrent que les pertes de charge attribuables à l'aquifère sont dans la majorité des cas très faibles. Sur les forages testés, seuls quatre (F6, F22, F25, F26) montrent des pertes de charges liées à l'aquifère de plus de 2 m, pour des débits supérieurs à 10 m<sup>3</sup>/h.
- (3) Les forages où des indices de fracturation importants ont été signalés, présentent des pertes de charge liées à l'aquifère, faibles, mais il n'existe *a priori* pas de relation directe entre ces pertes de charge et la formation géologique captée. On notera que malgré les fissures signalées dans les forages F20, F26, F27, les pertes de charge sont relativement élevées.
- (4) Lors de l'arrêt du pompage, la remontée est souvent très rapide et le niveau initial est atteint en quelques minutes. Le rabattement résiduel est toujours nul.

Ainsi, pour tous ces forages, on constate une forte productivité des formations captées. Celle-ci peut être attribuée à une importante karstification aussi bien dans les grès que dans les calcaires. Ces vides, bien connectés entre-eux permettent des écoulements importants et rapides, expliquant les stabilisations et les remontées rapides. Quelques forages même s'ils sont relativement productifs apparaissent moins bien connectés à ce système de conduits.

**V.4.2.2. Les pompages longue durée**

En plus des essais par paliers, des essais de pompage longue durée (au moins 4 à 6 h) ont été effectués au débit maximum de la pompe, pour la plupart des forages productifs. Un exemple de représentation des données de ces pompages est donné sur la figure suivante (cf. Figure V-15), où le rabattement est représenté en fonction du logarithme du temps.

Sur cet exemple, on observe une apparente stabilisation du niveau dynamique après 10 min de pompage, pour un débit moyen de l'ordre de 13 m<sup>3</sup>/h.

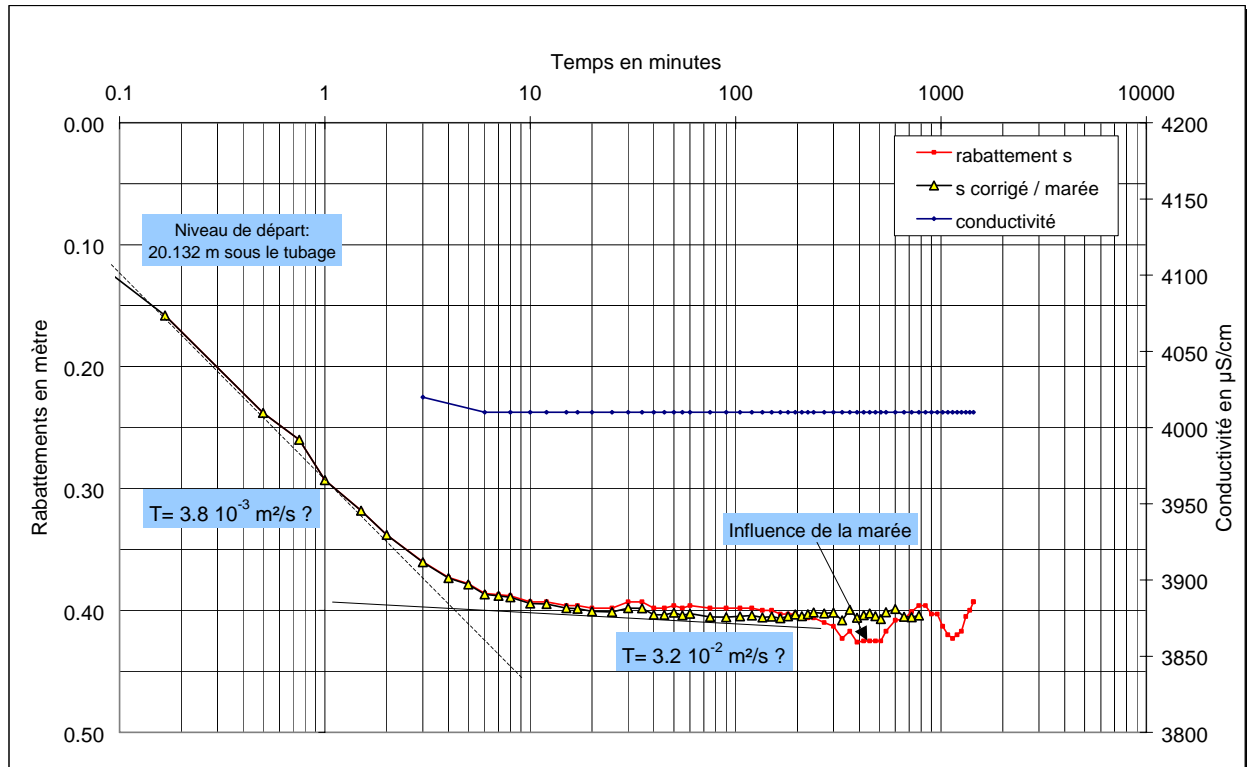


Figure V-15 : Exemple de résultats de pompage longue durée ; Forage F42.

Pour savoir si l'apparente stabilisation du niveau était due à l'influence de la marée, j'ai recalculé le rabattement, en déduisant l'effet supposé de la marée. Celui-ci a été établi à partir des observations sur les cycles suivants. Il apparaît que l'effet de la marée est peu significatif sur la première partie de la courbe, pour  $t < 200$  min., puisque les deux courbes sont presque superposées. Cette correction confirme la stabilisation du niveau pendant le pompage, en moins de 10 min., indépendante de la marée.

Sur ce type de représentation, pour les forages où la stabilisation n'est pas immédiate, on constate que les premiers points de pompage s'alignent sur une droite.

Cette droite est à la base de la méthode de l'approximation logarithmique de Jacob (1950), qui permet **en régime transitoire** d'estimer graphiquement la transmissivité  $T$ .

Les conditions de base d'application de cette méthode sont théoriquement (Castany, 1982) :

- écoulement laminaire dans un milieu isotrope ou homogène,
- aquifère illimité, à substratum et toit impérméable.
- puits captant toute l'épaisseur de l'aquifère
- surface piézométrique subhorizontale
- débit de pompage constant

Il est clair que ces conditions ne sont pas entièrement remplies dans notre cas, néanmoins, ne disposant d'aucune donnée sur les paramètres hydrodynamiques des aquifères, et pour pouvoir les discuter, il me paraît intéressant de présenter les résultats obtenus pour nos essais, à partir des pompages où la stabilisation n'a pas été immédiate.

Les résultats de ces estimations sont résumés dans le tableau suivant (Tableau V-5).

HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Forage	Aquifère	Débit (m <sup>3</sup> /h)	Temps	Temps avant stabilisation (mn)	rabattement stabilisé (m)	Transmissivité calculées (m <sup>2</sup> /s)
F1 essai 1	Eocène	6	6h	30	0.8	2 10 <sup>-3</sup>
F1 essai 2	Eocène	13.6	9h	100	2.5	2.3 10 <sup>-3</sup>
F1 essai 3	Eocène	12.85	124h	100 (effet de marée)	2.4	1.6 10 <sup>-3</sup>
F12	Grès Qt	16	6h	pas de stabilisation		1.7 10 <sup>-2</sup>
F13	Eocène	10.4	6h	10	1.9	8.8 10 <sup>-3</sup> ?
F16	Eocène	8.8	8h	100	5	3 10 <sup>-3</sup>
F19	Grès Qt	10.7	4h	30	3.1	1.4 10 <sup>-3</sup> ?
F37	Grès Qt	12.5	2h3/4	40	3.5	2.3 10 <sup>-3</sup> ?
F38	Grès Qt	16.5	4h	pas de stabilisation		1.6 10 <sup>-2</sup>
F39	Grès Qt	15.5	4h	pas de stabilisation		2.5 10 <sup>-2</sup>
F42	Eocène	12.4	24h	5	0.4	3.8 10 <sup>-3</sup> ?

Tableau V-5: Résultats des essais de pompage longue durée

Il apparaît une certaine homogénéité des valeurs de transmissivité calculées autour de deux ordres de grandeur :  $2.10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et  $2.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. Les valeurs les plus faibles de transmissivité (de l'ordre de  $10^{-3}$ ) correspondent aux forages dont le niveau s'est stabilisé pendant le temps de pompage. Pour ces essais, la droite représentative ne prends en compte que les premiers points du pompage. Aussi, même si cette phase, correspondant à la phase de stabilisation du niveau peut prendre un certain temps, elle indique un régime permanent des écoulements dans l'aquifère avec une limite alimentée très proche. De ce fait, elle ne permet pas de caractériser les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère par l'approximation de Jacob. Des pompages longue durée réalisés avec des débits plus importants permettraient sans doute de prolonger la phase en régime transitoire.

Sur les enregistrements où il n'y a pas de stabilisation (F12, F38, F39), la droite tracée prend en compte tout le temps de pompage et matérialise des écoulements en régime transitoire. On peut donc considérer que la zone d'influence du pompage est suffisamment importante pour qu'on puisse assimiler le milieu fracturé à un milieu homogène isotrope, par effet d'échelle. Les valeurs de transmissivité calculées peuvent être considérées comme représentative de l'aquifère.

Pour la plupart des forages, la remontée est très rapide et il arrive parfois que le niveau stabilisé en fin de remontée soit plus élevé qu'avant le pompage, trahissant les effets de la marée. L'allure des courbes de remontée n'est pas satisfaisante dans la plupart des cas, leur interprétation graphique avec le rabattement en fonction de  $1+tp/tr$  ( $tp$  : temps de pompage,  $tr$  : temps de remontée) n'est en général pas possible (remontée trop rapide, effet de la marée). Seules les courbes de remontée du F1 et du F39, permettent de tracer les droites représentatives de même pente que celles des pompages, confirmant ainsi les transmissivités calculées, respectivement de  $1.6 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et  $2.5 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s.

Le forage F1 a fait l'objet d'un pompages de très longue durée (124 h à un débit de 13m<sup>3</sup>/h), associé à la surveillance du forage F2 situé à 70 m du F1, utilisé comme piézomètre.

Les résultats de ce suivi sont représentés sur la figure (Figure V-16), ils confirment les observations faites lors des autres pompages, permettant de donner une valeur de transmissivité de l'ordre de  $1.6 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, ainsi qu'une tendance à la stabilisation du niveau, après 2 heures de pompage. Cette stabilisation n'est peut-être qu'apparente car elle a lieu alors que le niveau général de la nappe remonte sous l'influence des marées. Il apparaît difficile d'effectuer sur cet essai une correction comme je l'ai fait sur le F42 car le niveau est également perturbé par des variations de débit lors du pompage.

Quoiqu'il en soit, ce suivi ne montrent pas d'influence significative, d'un pompage à un débit de l'ordre de  $13 \text{ m}^3/\text{h}$  dans le F1, sur le F2 distant de 70 m. De la même manière, un pompage de 24 h sur le F42 n'influence pas le niveau dans le F1, distant de 60 m.

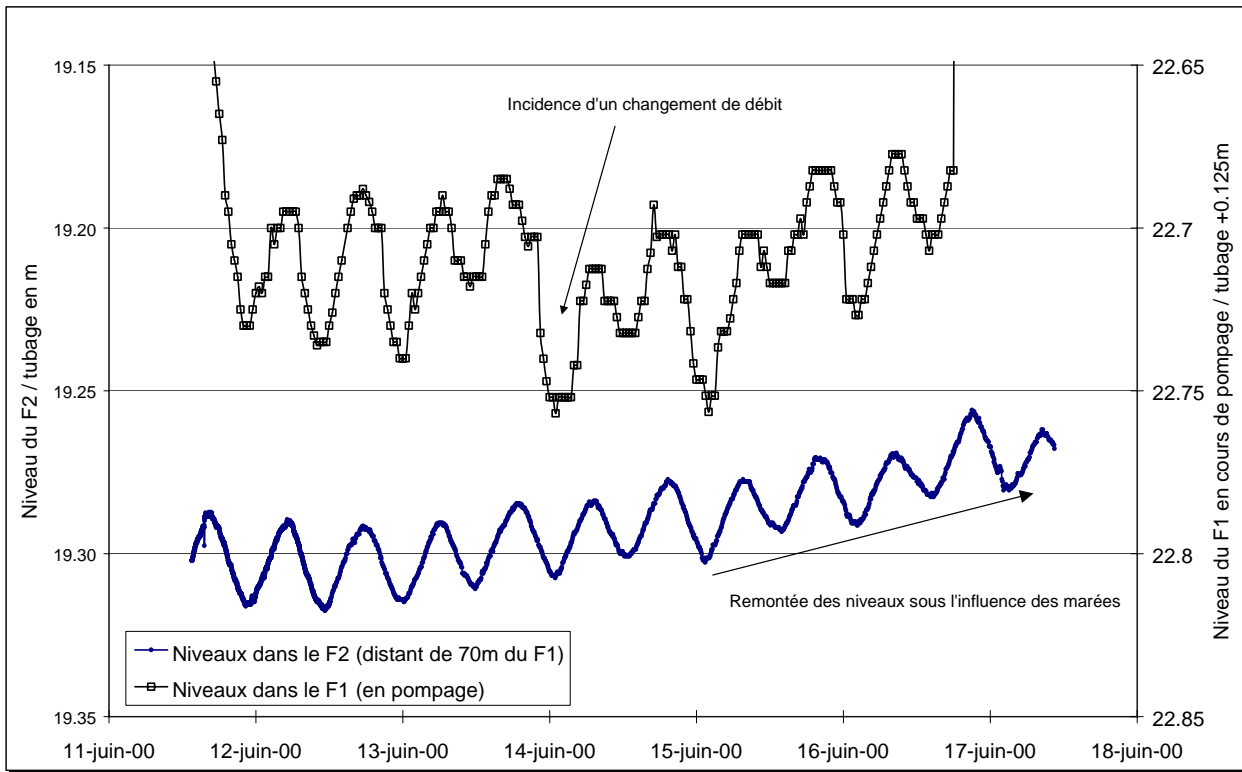


Figure V-16 : Suivi du F1 en pompage avec surveillance du F2.

#### V.4.2.3. Conclusion sur les essais de pompages

Pour la plupart des forages, la stabilisation très rapide du niveau en cours de pompage traduit l'existence de conduits karstiques importants et bien connectés, dans l'aquifère capté (grès ou calcaires) à l'origine d'écoulements rapides. D'autre part, ces conduits doivent constituer, un important volume qui représente à l'échelle du pompage (débit et temps), une alimentation infinie, à l'origine des faibles rabattements de la nappe.

Au sein de l'aquifère éocène, l'absence de réactions de la nappe à une distance de plusieurs dizaines de mètres d'un pompage, sur une longue durée (plus de 5 jours), tend également à montrer l'importance du volume d'eau disponible. La rapidité de la remontée pour la plupart des essais confirme la forte "productivité" des aquifères calcaires et des grès quaternaires. Cette productivité tout en restant importante est relativement moindre, lorsque les matériaux sont peu fracturés.

La productivité d'un forage semble être indépendant de la formation captée, la fracturation affectant aussi bien les grès quaternaires que les calcaires éocènes.

Bien que les conditions de base de l'approximation de Jacob ne soient pas complètement remplies pour l'interprétation de nos essais, on peut avancer une valeur de l'ordre de  $2.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  pour la transmissivité des grès quaternaires fracturés (F12, F38). Cette valeur serait un peu plus faible, de l'ordre de  $10^{-3}$  pour les calcaires éocènes moyen de la vallée d'Antsaisai, au Nord (zone du F1 et F42). Le pompage sur le F15 (zone d'Itampolo) donne par contre un rabattement nul pour un débit de plus de  $17 \text{ m}^3/\text{h}$ , la transmissivité y est certainement plus importante, confirmant l'intense karstification des calcaires éocènes inférieurs de la

zone d'Itampolo (calcaire de la zone des avens). A titre de comparaison, ces valeurs sont compatibles avec celles qu'on peut trouver dans la bibliographie pour le même type de formation littorale (Plio-quadernaire côtier, Maroc (Younsi 2001))

Nous ne disposons pas de données sur les paramètres hydrodynamiques des sables et formations superficielles sur la bande côtière. Cependant, la rapidité avec laquelle le niveau se stabilise après pompage, dans les forages atteignant les grès et les calcaires, contraste avec la lenteur de la remontée du niveau (parfois plusieurs heures), après puisage, dans la plupart des puits de la bande côtière. Même si dans l'absolu, on ne peut pas comparer ces réactions du fait de la différence entre les deux types de points d'eau (volume, profondeur immergée, diamètre et équipement...), ces observations tendent à montrer que les sables et les matériaux superficiels dans lesquels sont creusés les puits, sont moins favorables aux écoulements que les grès et calcaires fracturés, en profondeur.

### **V.4.3. Influence hydrodynamique de la mer**

Comme je l'ai évoqué précédemment (cf. § I.4.6.1), le littoral de notre zone est soumis à des oscillations du niveau marin, de période relativement régulière de l'ordre de 12.5 heures, et d'amplitude variable de plus de 3 m (période de vives eaux) à moins d'un mètre (période de mortes eaux).

L'ensemble des données de suivi piézométrique sur les points d'eau de la bande côtière y compris lors des pompages d'essais permet de mettre en évidence la réaction de la nappe aux variations du niveau de la mer. Ces réactions se manifestent à différentes échelles de temps, suivant les points d'eau. L'étude de ces réactions permet de caractériser de manière relative, l'hydrodynamisme de l'aquifère côtier.

#### **V.4.3.1. Influence piézométrique de la marée bi-journalière**

Un grand nombre de points d'eau réagissent de manière significative à la marée bi-journalière. Cette réaction se traduit par une variation rythmique du niveau de l'eau, avec une période identique à celle de la marée, mais une amplitude et un retard, variable d'un point à un autre (cf. Figure V-17).

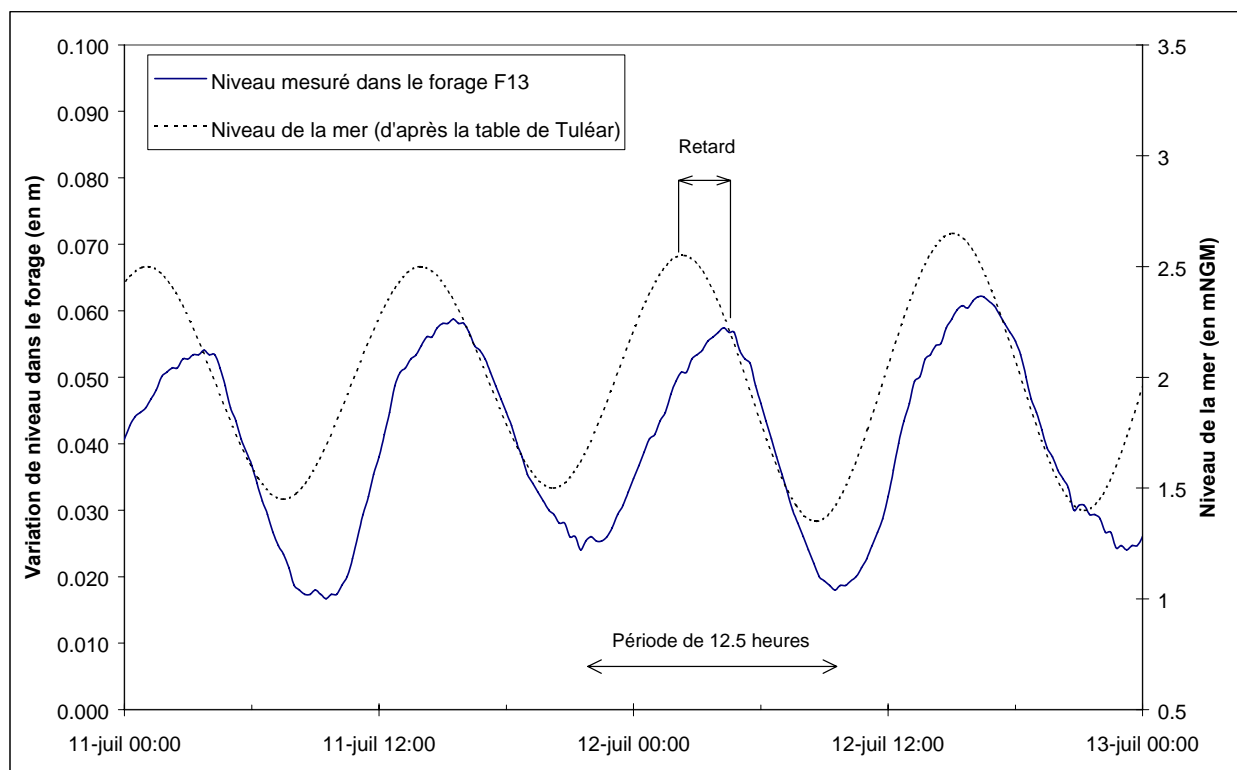


Figure V-17 : exemple de réaction du niveau de la nappe, à la marée bi-journalière (forage F13)

Si pour un grand nombre de points, la mise en place d'un suivi du niveau avec un pas de temps resserré, sur au moins un cycle de marée permet d'avoir une bonne idée de la réaction à la marée, pour quelques points (Aven Vatosinifitsy, puits de Montelimy, puits d'Efoetse), je ne dispose que d'observations fragmentaires permettant seulement d'estimer *a priori* l'amplitude de cette réaction.

Au total, j'ai pu acquérir des observations concernant plus de 60 points répartis sur la bande côtière. Ces informations sont données dans le tableau récapitulatif des caractéristiques de tous les points d'eau en annexe (annexe 3).



## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Partant du principe que la réaction aux marées traduit une plus ou moins bonne connexion hydraulique d'un point d'eau à la mer, la représentation sur carte des amplitudes de ces réactions permet, en fonction de l'éloignement des points d'eau à la mer, de se faire une idée relative des paramètres hydrodynamiques des zones captées par les points d'eau (cf. Figure V-18). Il apparaît alors très clairement une différence entre le Nord et le Sud de la plaine littorale Mahafaly.

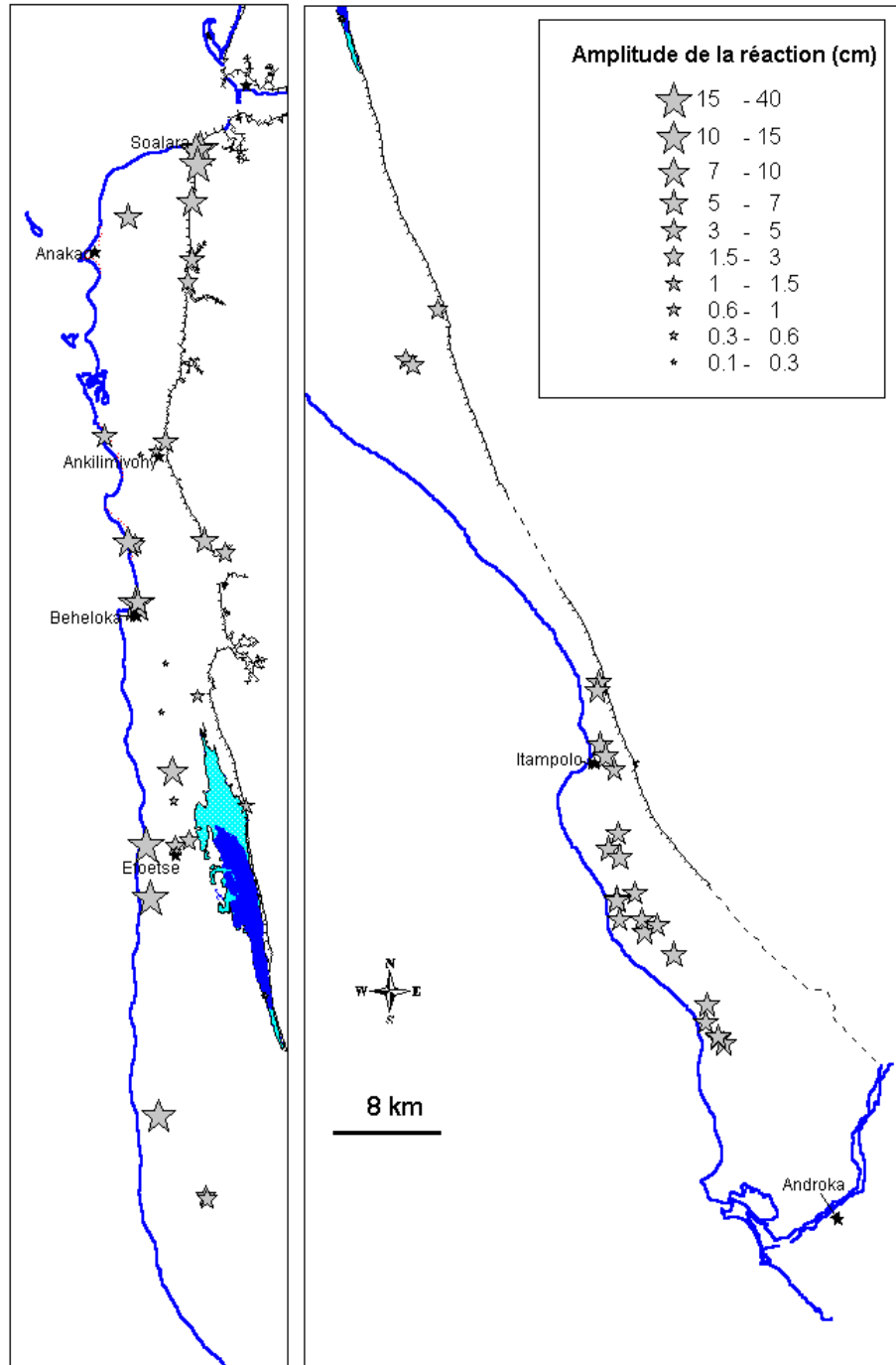


Figure V-18 : Amplitude de la marée sur différents points d'eau de la bande côtière

#### V.4.3.1.1. Les points d'eau au nord du lac

Pour la partie nord de la bande côtière, les réactions sont relativement hétérogènes. La plupart des points d'eau très proches de la mer réagissent de manière significative à la marée, mais cette réaction diminue très rapidement si on s'éloigne du rivage comme le montrent les relevés faits sur deux sites (1) à Beheloka, près de la base PNUD/FAO, où l'eau de la nappe est très salée (plus de  $40\,000\mu\text{S}/\text{cm}$ ), et (2) à Ampasinabo, à 6 km au nord de Beheloka, où en revanche il existe une nappe d'eau douce, dans les dunes vives (cf. Figure V-19).

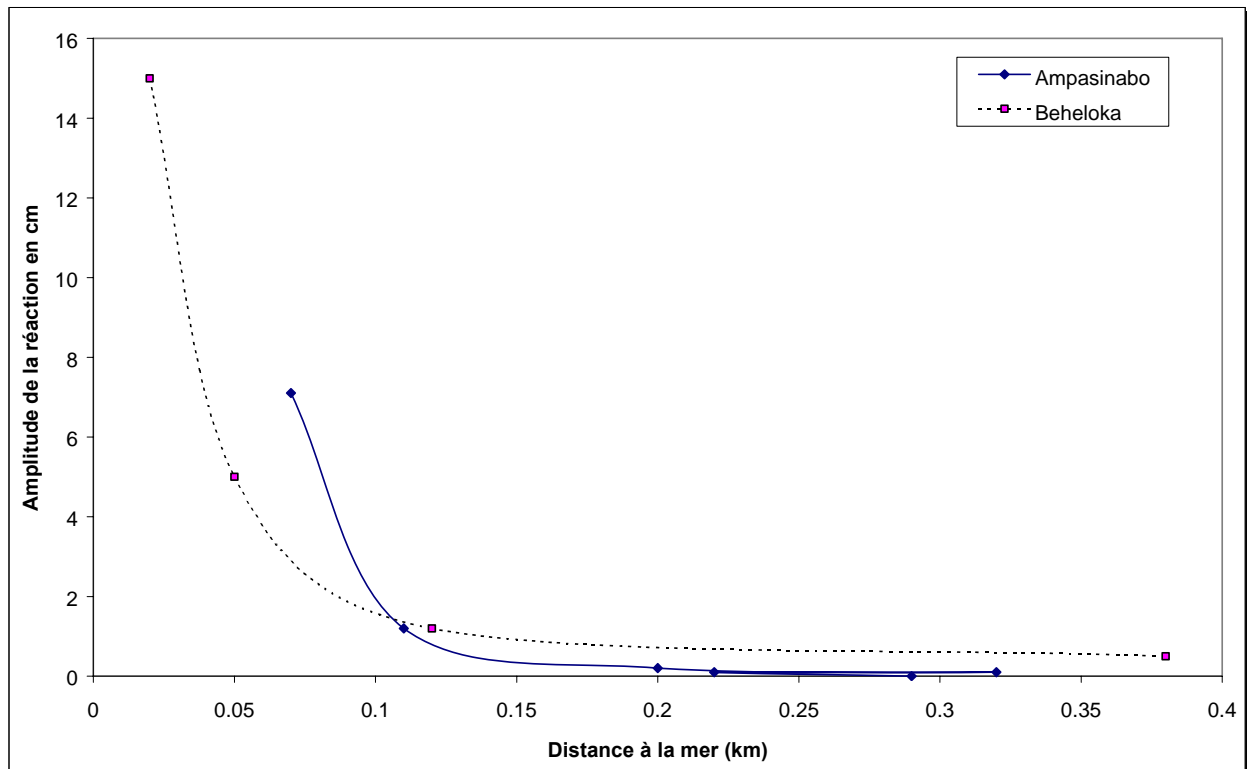


Figure V-19 : Réaction à la marée des points proches du rivage

Ces oscillations délimitent une zone de battement de la nappe relativement importante (amplitude de plus de 10 cm) dont on peut penser qu'elle s'étend sur l'ensemble de la côte, sur une frange littorale de quelques dizaines de m.

Dans la partie centrale de la bande côtière, les puits ne réagissent pas ou peu à la marée et seuls les forages atteignant une certaine profondeur (F41, F11, F12) montrent une réaction significative. Ceci tend à montrer une meilleure transmissivité de l'aquifère quaternaire en profondeur, ou la proximité de la zone captée par le forage avec un système bien connecté à la mer. En revanche, en dépit de la distance par rapport à la mer, tous les points d'eau situés à proximité immédiate de la falaise (puits Soala, Antsi, Ankar, Ankil) ou qui captent les calcaires éocènes du plateau Mahafaly (F1, F2, F5, F6, F13), réagissent de manière très significative à la marée, avec une amplitudes de plusieurs cm, nettement plus importantes que celles des points d'eau situés dans la partie médiane de la bande côtière.

On peut remarquer que pour les points les plus septentrionaux, situés le long de la falaise, la réaction à la marée diminue très nettement du Nord au Sud, à partir de Soalara (cf. Figure V-20). Ceci permet de penser que la connexion à la mer de ces points d'eau se fait en partie au niveau de l'embouchure de l'Onilahy, près de Soalara.

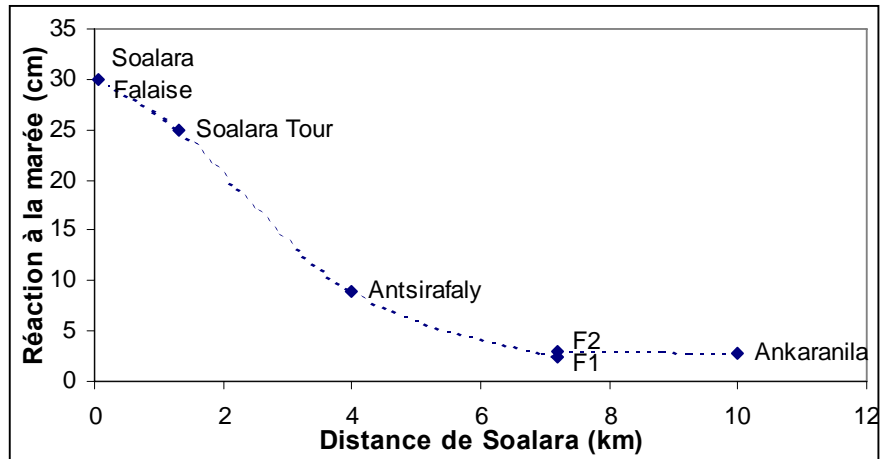


Figure V-20 : Relation entre la réaction à la marée et la distance à l'embouchure de l'Onilahy (Soalara)

Cette influence hydrodynamique directe diminue vers le Sud, et devient négligeable à une distance de l'ordre de 7 km, au niveau des forages F1 et F2 puisque le point d'Ankaranila, situé plus au sud présente une réaction identique. A partir de là, on peut penser que l'influence hydrodynamique de la mer se fait par un milieu plus transmissif voire un système de conduits karstiques, sous la bande côtière.

Dans la région du lac Tsimanempetsotsa, les amplitudes des réactions dans la partie centrale de la bande littorale deviennent significatives, dans les forages mais aussi dans les puits. La réaction de la nappe au sein du plateau (mesurée uniquement au niveau de la grotte Mitoho) semble par contre relativement faible en comparaison de celle des forages plus au Nord (F5 ou F6) pour une distance à la mer comparable. Il est difficile d'en tirer des conclusions *a priori*, car cette faible réaction peut être due au simple fait que les mesures ont été réalisées dans le vaste plan d'eau, occupant le fond de la grotte, où l'effet de capacité est susceptible d'écarter le signal.

**V.4.3.1.2. Les points d'eau au sud du lac**

Pour toute la zone située au sud du lac, pour des raisons logistiques, je n'ai pu réaliser des suivis, que sur l'aven Nikotsy et sur les forages, notamment avant, pendant et après les phases d'essais de pompes. Tous ces points présentent une réaction importante à la marée, de plusieurs cm à plusieurs dizaines de cm.

Si globalement, il semble exister une certaine relation entre l'amplitude de cette réaction et la distance à la mer (cf. Figure V-21), dans le détail cette relation est discutable. En effet, les points les plus éloignés (F14, F18, F37, F38, F39) sont aussi ceux qui sont situés le plus au Nord, ce qui pourrait simplement matérialiser une variabilité des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère du Nord au Sud. De plus, les suivis ont été effectués à des périodes différentes des cycles de marée (périodes de vives ou de mortes eaux), introduisant *a priori* une variabilité des réactions dues à l'amplitude de la marée.

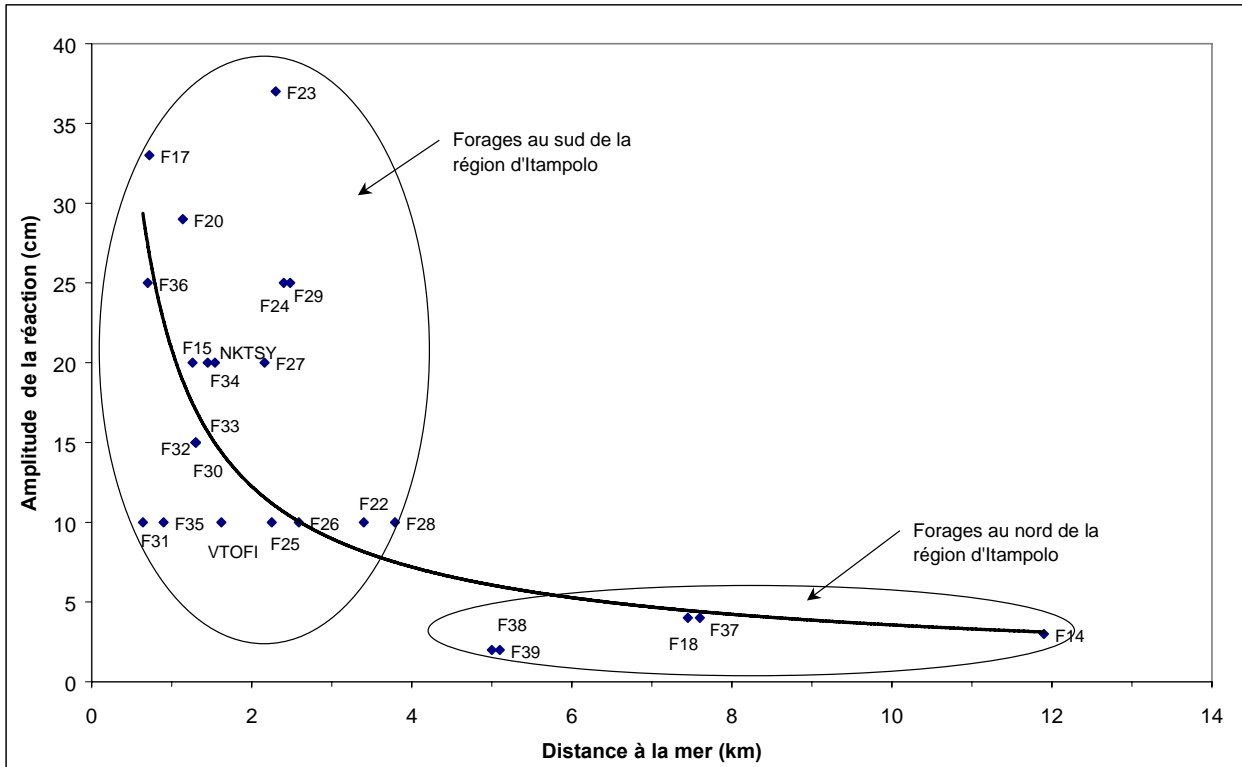


Figure V-21 : Relation entre la réaction à la marée et la distance à la mer des points d'eau situés au sud du lac Tsimanempetsotsa

#### V.4.3.2. Influence de la marée bi-journalière sur la conductivité électrique

Le suivi de la conductivité électrique, sur plusieurs cycles de marée, a été réalisé à l'aide d'une sonde automatique, dans un forage captant l'aquifère éocène (forage F5) où j'avais préalablement pu mettre en évidence des réactions piézométriques à la marée significatives (cf. Figure V-22). Pendant la première partie du suivi, alors que la sonde automatique était placée à 1.2 m sous le niveau statique, aucune réaction significative de la C.E. n'est mis en évidence, celle-ci restant à une valeur de l'ordre de 3060 $\mu$ S/cm. J'ai ensuite descendu la sonde, à 11.8 m de profondeur (limité par la longueur du câble), au niveau des crépines du forage. La conductivité a augmenté de manière significative pour atteindre des valeurs de l'ordre de 3150 $\mu$ S/cm soit, selon un gradient moyen de l'ordre de 8 $\mu$ S/cm par mètre. A cette profondeur, j'ai pu observer des variations faibles (de l'ordre 10 $\mu$ S/cm) mais significatives de la C.E.. Ces variations sont rythmiques et bien corrélées aux variations du niveau piézométrique. Il ne s'agit pas d'un artefact due à la stratification de l'eau dans le forage car le gradient mis en évidence est beaucoup trop faible (8 $\mu$ S/cm par mètre), en regard de l'amplitude des variations piézométriques (inférieure à 5 cm).

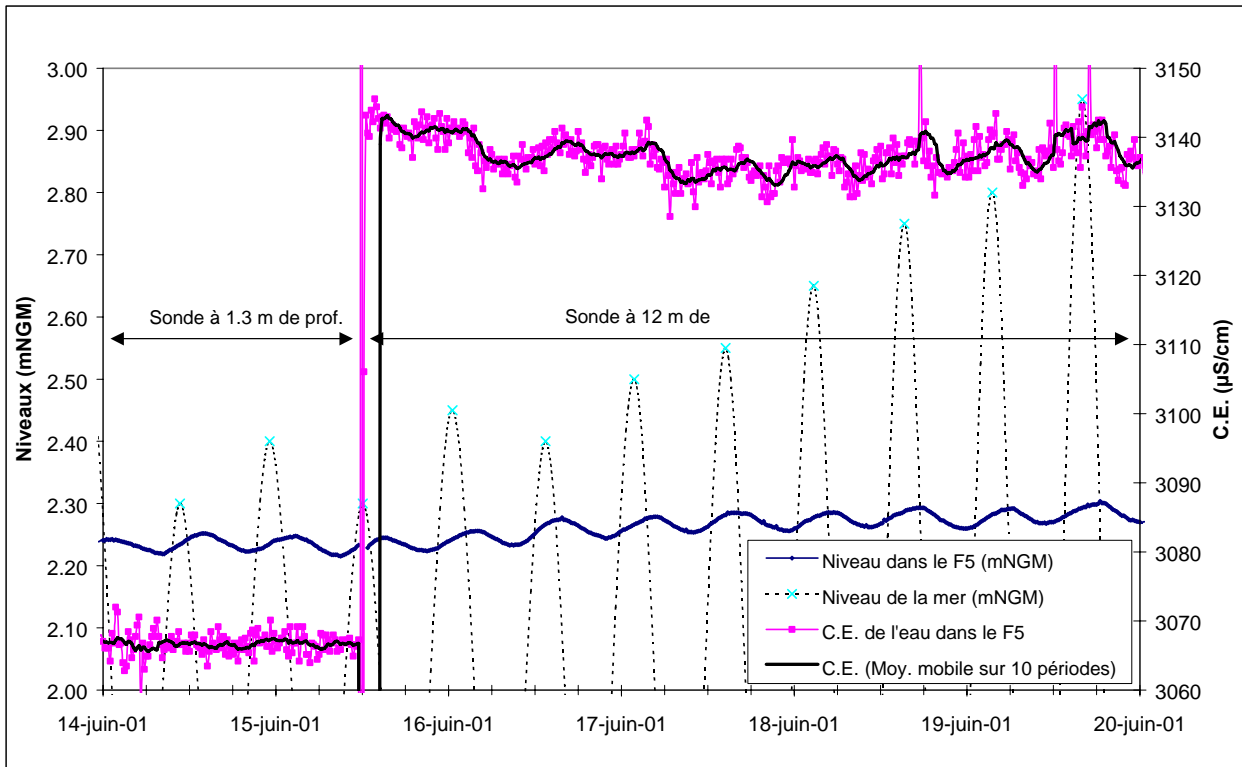


Figure V-22 : Suivi de la conductivité sur plusieurs cycles de marée, dans l'aquifère éocène (Forage F5)

Ces faibles variations de la conductivité électrique dans le forage F5 montrent qu'en plus des oscillations piézométriques qui traduisent des variations de pression, il existe au sein de l'aquifère karstique éocène, des mouvements de masse. Ceux-ci pourraient traduire la compétition de plusieurs types d'eau, plus ou moins minéralisées, en fonction de leur charge respective.

Lorsque la charge augmente dans de l'aquifère éocène (3 heures après la marée haute), la conductivité augmente, traduisant des apports minéralisés. Inversement lorsque la charge diminue (2 heures après la marée basse) les apports moins minéralisés prédominent.

L'origine de ces apports plus minéralisés est difficile à préciser *a priori*, mais le fait que l'augmentation de la conductivité soit quasiment synchrone avec l'augmentation de la charge dans l'aquifère, et ce, quelques heures après la marée haute, permet de penser qu'il s'agit d'un phénomène d'intrusion marine directe, par des conduits karstiques, sous la bande côtière. En effet, dans le milieu karstique, du fait de l'hétérogénéité et de l'anisotropie du réservoir, le phénomène d'intrusion marine est relativement complexe, particulièrement si l'on y ajoute les effets de la marée et de la houle. Les équations de Ghyben-Herzberg qui par l'effet des différences de densité, fixe la profondeur de l'interface eau douce / eau salée, en fonction de la charge piézométrique en milieux poreux ne peuvent plus être utilisées à l'échelle du réservoir. Plusieurs études notamment liées à l'exploitation de sources karstiques sous-marines (Mijatovic, 1986), ont montré que l'intrusion marine peut être marquée au niveau de chaque conduit par l'avancement d'une langue d'eau salée sur laquelle "coule" l'eau douce en sens inverse. Ce phénomène pourrait être à l'origine des variations rythmiques de conductivité électrique de la nappe de l'Eocène, observée au niveau de forages F5 et F2.

#### V.4.3.3. Influence de la variation d'amplitude des cycles de marée

Un certain nombre d'enregistrements piézométriques précis, sur plusieurs jours ont permis de mettre en évidence, une réaction de la nappe, en relation avec les cycles de variation d'amplitude des marées, bimensuels. Même si peu de points ont pu faire l'objet d'un tel suivi (celui-ci demande plus de temps et de

moyen logistiques), on peut se faire une idée des réactions de la nappe, dans les différentes formations de la bande côtière, plus ou moins éloignées de la mer :

**V.4.3.3.1. Les points proches de la mer**

Le graphique suivant (cf. Figure V-23) montre la réaction à la marée de deux points d'eau d'un même site, dans les sables quaternaires littoraux (au nord du village de Beheloka). L'un est distant de 20 m (F10) et l'autre de 120 m (Piézomètre), de la mer. Outre la réaction à la marée bi-journalière, on observe très bien une tendance, liée à la variation d'amplitude de la marée. Lorsque l'amplitude augmente (des marées de mortes eaux aux marées de vives eaux), le niveau moyen de la nappe monte. Inversement lorsque l'amplitude des marées diminue, le niveau de la nappe s'abaisse. Sur le point F10, le plus proche du rivage, le niveau de la nappe est maximum, pendant les marées de vives eaux. Sur le piézomètre, par contre, on observe un retard de plusieurs cycles de marées de la baisse du niveau de la nappe par rapport à la diminution d'amplitude des marées.

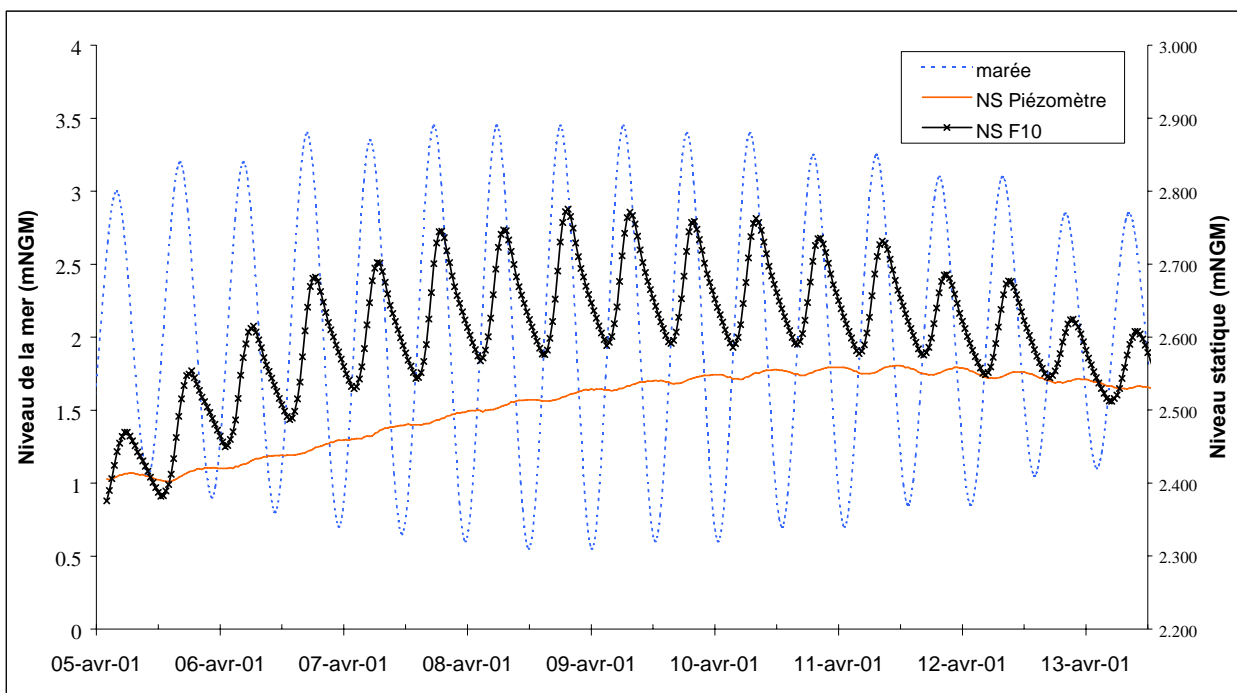


Figure V-23 : Réaction piézométrique aux variations d'amplitude des marées à Beheloka

Dans les deux cas, le niveau de la nappe est toujours nettement au dessus du niveau moyen de la mer (environ 2 mNGM). Le niveau de la nappe oscille entre 2.4 mNGM et 2.75 mNGM, proche du littoral, au niveau du F10 soit sur une amplitude de l'ordre de 25 cm. Cette amplitude se réduit à environ 15 cm au niveau du piézomètre, à 120 m de la mer. Les observations réalisées sur un autre point d'eau du site, à 50 m de la mer (à une autre période) donne aussi une amplitude de l'ordre de 15 cm.

**V.4.3.3.2. les points de l'intérieur**

Les données que j'ai pu acquérir sur ces points sont moins nombreuses et moins significatives car elles ne couvrent pas une période complète d'un 1/2 cycle de marées. Néanmoins, on peut tout de même y voir une tendance significative sur les quelques jours d'observation.

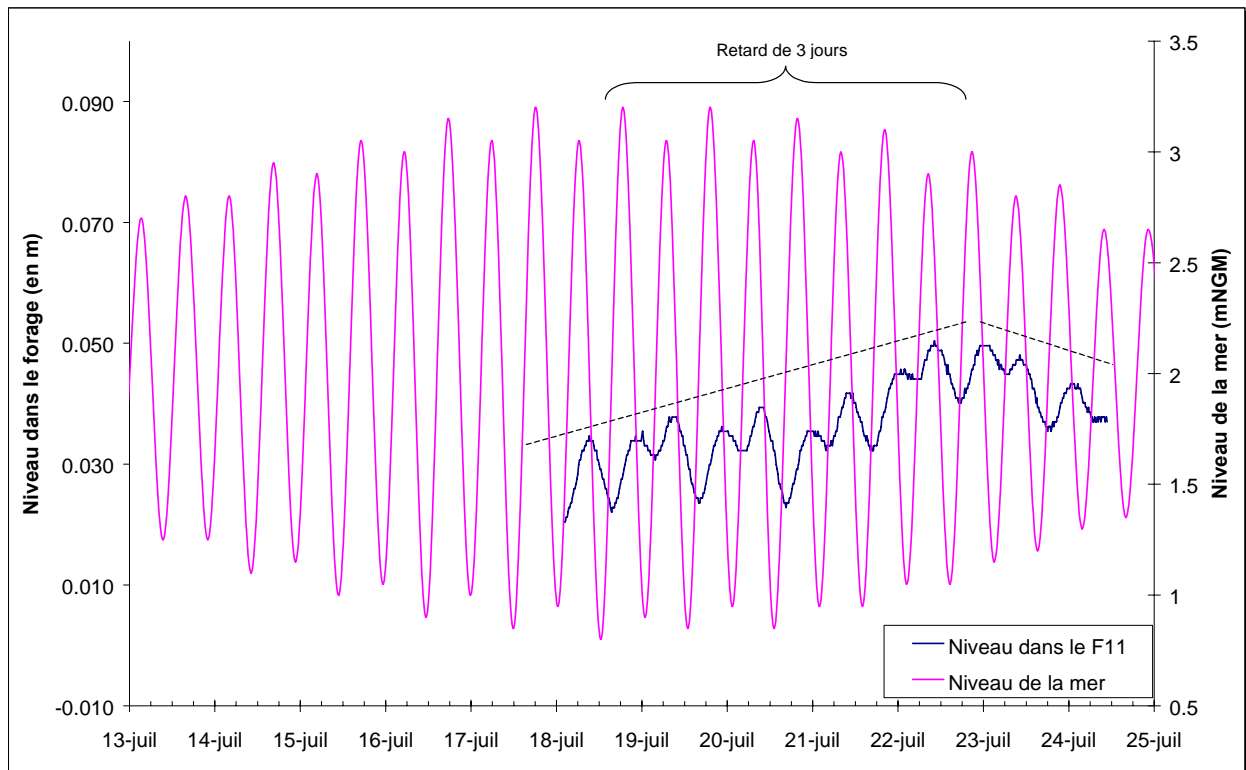


Figure V-24 : Réaction piézométrique aux variations d'amplitude des marées sur le forage F11

L'extrapolation de la tendance observée sur quelques jours donne, pour le F11, une amplitude de l'ordre de 4 à 6 cm pour un cycle complet. Le retard apparaît pour ce point d'eau de plus de 3 jours. De même, pour d'autres points d'eau qui ont pu faire l'objet d'un suivi sur quelques jours, les amplitudes obtenues par extrapolation varient de 4 à 6 cm (F7, F9, F12). Les quelques mesures effectuées sur les puits sont malheureusement impossibles à extrapoler (influence des puisages). Je ne dispose pas non plus de suivi à pas de temps serré, suffisamment long pour les points d'eau situés dans la moitié sud de la bande côtière.

On peut remarquer l'allure particulière de la réaction sur le F11, faisant alterner des pics de faible et forte amplitude. Il est difficile avec le peu de données dont je dispose d'expliquer ce mécanisme mais il est certainement lié au signal original de la marée. Sur la table des marées de Tuléar on devine en effet une légère alternance d'amplitude dans les pics donnant à la marée une légère composante mixte. Il est possible que cette tendance s'intensifie vers le Sud, étant donné que le S-E de Madagascar (Est de Fort-Dauphin), est affecté par des marées de type franchement mixte (d'après le site Internet du S.H.O.M.).

#### V.4.3.3.3. dans les calcaires éocènes.

Tous les forages qui atteignent les calcaires éocènes et qui ont pu être suivis pendant plusieurs jours, présentent également, en plus de la réaction à la marée bi-journalière, une tendance, liée à la variation d'amplitude de celle-ci. Sur certains, cette tendance apparaît relativement importante, comme sur le F1, le F2, et le F5 où elle a été observée à plusieurs reprises avec une amplitude de plus de 10 cm (cf. Figure V-25). Elle semble en revanche plus limitée sur d'autres forages (F13 de l'ordre de 3 cm). Le retard serait (pour les forages où il peut être évalué) limité à 1 ou 2 jours.

Là encore, pour des raisons logistiques, je ne dispose pas de suivis des points d'eau dans les calcaires du Sud.

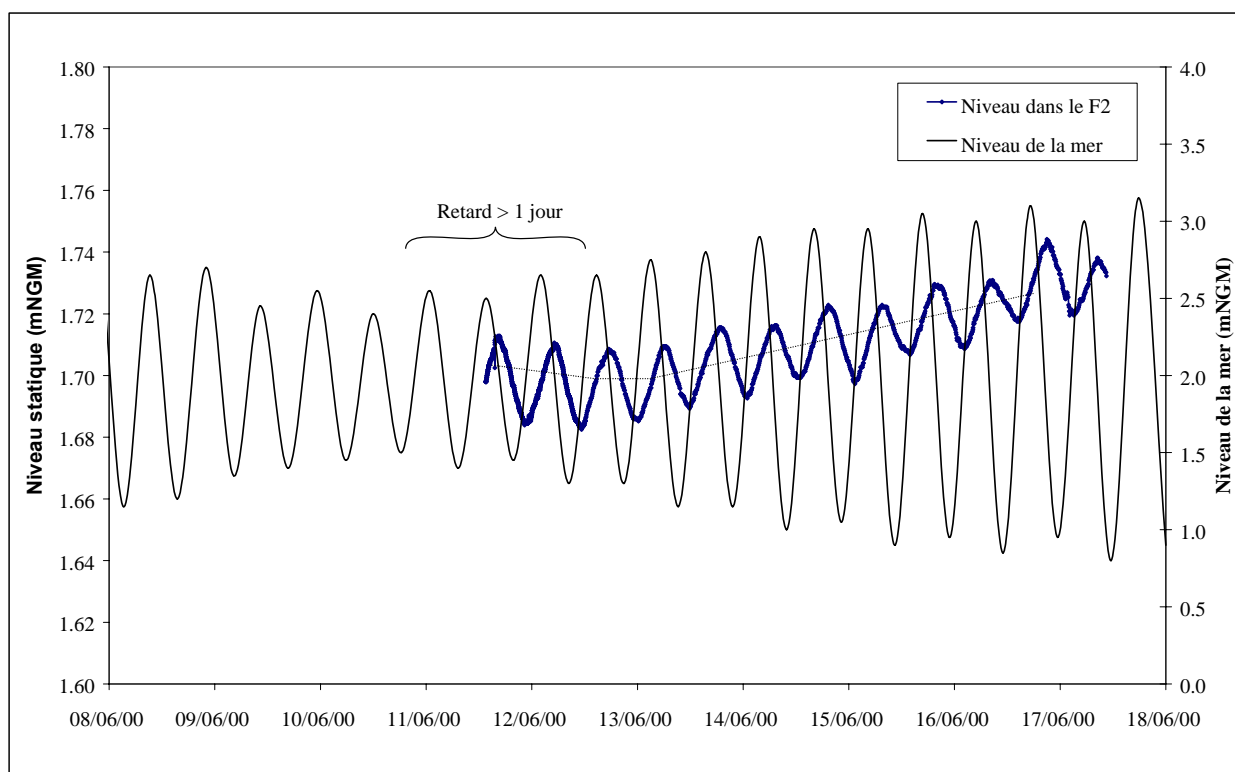


Figure V-25 : Réaction piézométrique à la variation d'amplitude des marées dans l'Eocène (Forage F2)

#### V.4.3.4. Influence du niveau marin sur la position du niveau de base de la nappe

Nous avons vu précédemment que la nappe de la bande côtière présentait une charge relativement importante, de plusieurs dizaines de cm par rapport au niveau marin moyen, même très proche de la mer (cf. § I.1.1).

Dans le cas d'une nappe qui s'écoule vers la mer, ce phénomène est issue de la forme de la surface piézométrique, liée à la relation entre le flux de cette nappe et la forme parabolique de l'interface eau douce / eau salée (Bear et al. 1985). Quand le gradient de la nappe est très faible et que l'écoulement est nul, l'existence de cette surélévation de la surface piézométrique sur le littoral peut avoir une autre origine, dynamique. Ce phénomène a été décrit relativement récemment (Ataie-Ashtiani et al. 1997, Nielsen 1999). Il est due à l'action de la marée et des vagues et existe même lorsqu'il n'y a pas de flux sortant de la nappe vers la mer. Il s'explique par l'infiltration et le stockage d'eau de mer dans les sables de plage, à chaque marées hautes ou lorsque les vagues atteignent les haut niveaux de la plage.

Dans le cas de très grandes marées amplifiées par une forte houle et lorsque la pente de la plage est faible, la surélévation du niveau de la nappe peut-être de plusieurs mètres. Au niveau des "barrières côtières" qui emprisonnent un lagon, cette surélévation de la nappe du coté soumis aux marées et à la houle entraîne même un écoulement de la nappe vers le lagon, dont le niveau est plus stable (Nielsen 1999).

L'étude des réactions piézométriques des points d'eau sur le littoral de notre zone illustre bien ce phénomène. Nous avons vu en effet que sous l'effet des marées bi-journalières, la nappe présente une zone de battement dont l'amplitude, relativement importante dans les premiers mètres proches de la mer, diminue très rapidement lorsqu'on s'en éloigne (cf. § V.4.3.1.1). Si on regarde en détail la réaction piézométrique d'un point situé dans cette zone de battement, à quelques dizaines de mètres de la mer, on constate une dissymétrie dans la forme des oscillations (cf. Figure V-26), l'élévation du niveau étant plus rapide que sa baisse. Ce type de signal traduit la rapidité du remplissage de la zone de battement de la nappe sous l'effet de



la marée montante par rapport à sa vidange, en marée descendante. La différence entre le flux entrant à marée haute et le flux sortant à marée basse confirme un stockage d'eau de mer dans les sables.

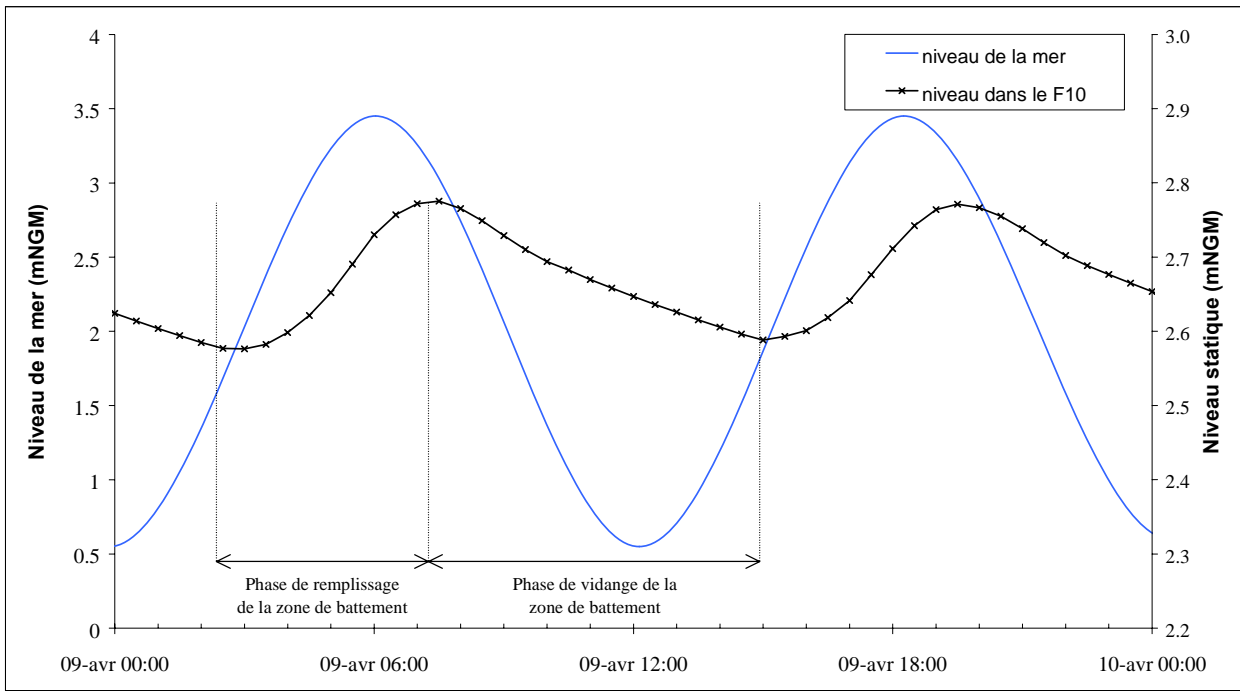


Figure V-26 : détail de la réaction piézométrique à la marée dans le F10

D'une manière générale, l'étude détaillée des oscillations piézométriques sur les points d'eau et piézomètres situés proches du rivage sur notre zone, permet de décomposer le phénomène selon le schéma proposé sur la figure suivante (Figure V-27).

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

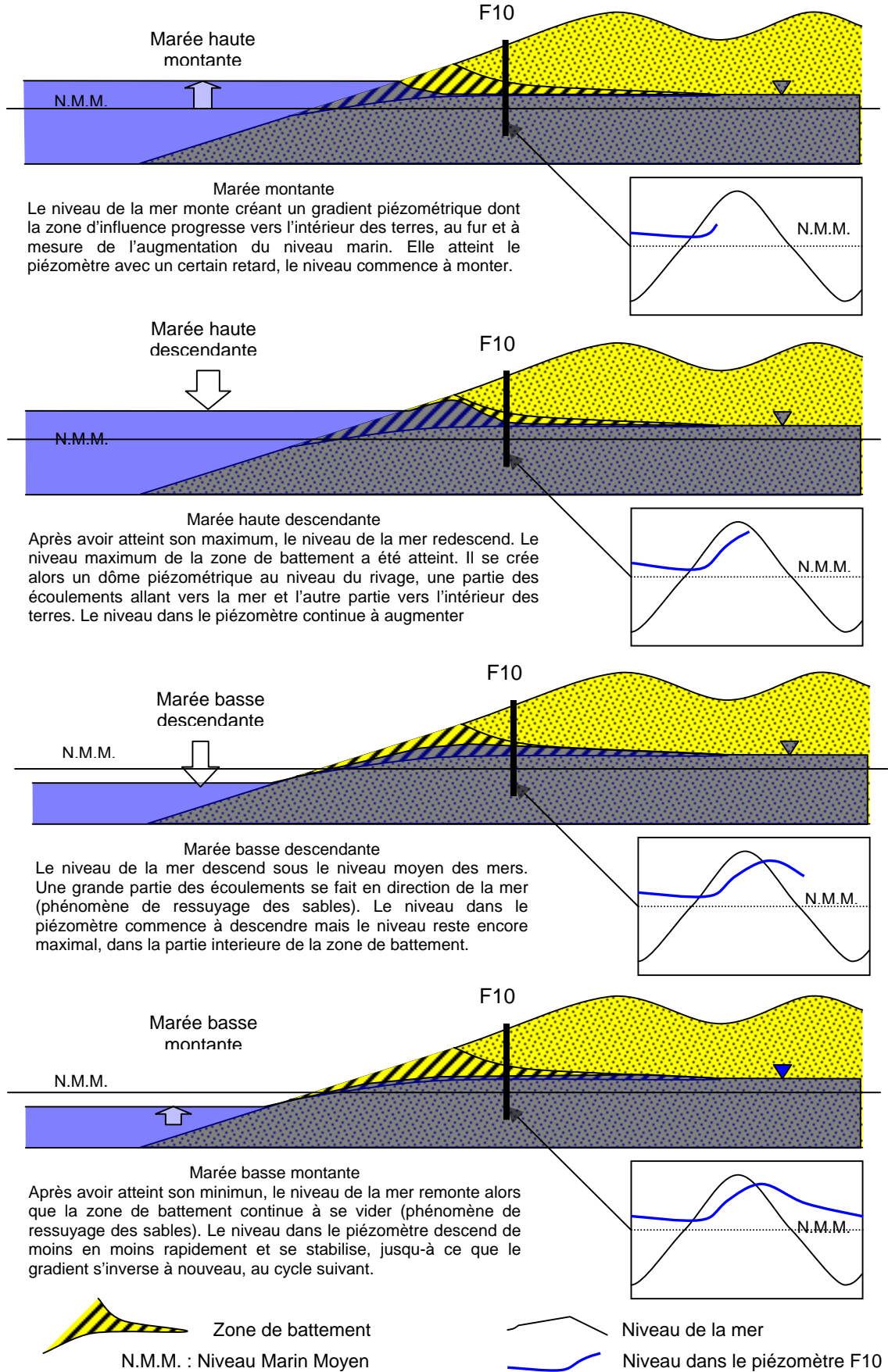


Figure V-27 : Explication schématique de l'hydrodynamique des points proches de la mer

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Ce schéma montre comment le phénomène de retard de vidange de la zone de battement par rapport à son remplissage est à l'origine du maintien d'un niveau piézométrique toujours plus élevé que le niveau marin moyen, à l'intérieur des terres. Selon ce schéma, la combinaison de la cinétique de la marée (périodicité de 6h), avec les paramètres hydrodynamiques du milieu, apparaît déterminante dans la vitesse de recharge et de vidange et donc dans l'amplitude et l'étendue de la zone de battement.

Ainsi, le niveau de base de la nappe littorale n'est pas le niveau marin moyen mais un niveau systématiquement supérieur, dont l'altitude exacte est déterminée pour chaque cycle de marée par le niveau des marées hautes et, éventuellement de la houle. La capacité de stockage du sable de plage est quant à elle dépendante de ses paramètres hydrodynamiques.

Sachant que les variations d'amplitudes des marées, (cycles marées de vives eaux / mortes eaux) sont associées à des variations du niveau maximum des mers, elles impliquent une variation avec une période de l'ordre de 15 jours du niveau moyen de la nappe, sur le littoral (cf. § V.4.3.3). C'est sans doute un phénomène du même type, mais à une beaucoup plus grande échelle qui est à l'origine des variations piézométriques de même période mais avec un certain retard sur la plupart des points d'eau de la bande côtière et de l'aquifère éocène.

De même, on peut s'attendre à ce que les variations des paramètres hydrodynamiques des terrains le long du rivage induisent de légères variations spatiales du niveau de base de la nappe littorale.

### **V.4.4. Conclusion sur l'influence de la mer**

Du fait de la faiblesse des gradients piézométriques et de la faible charge de la nappe côtière par rapport à la mer, l'influence du niveau marin apparaît comme un caractère prédominant sur la piézométrie de la nappe littorale.

Elle se matérialise par des oscillations du niveau selon plusieurs types d'ondes.

- (1) Des oscillations de période 14.5 jours, correspondant aux cycles de vives/mortes eaux. Ces oscillations s'observent sur la plupart des points d'eau dans la zone Nord et affectent certainement l'ensemble de la nappe. L'amplitude de ce signal est variable mais reste du même ordre de grandeur, de quelques cm pour les points les plus à l'intérieur à une dizaine de cm pour quelques points du karst et les points les plus proches de la mer.
- (2) La réaction à la marée bi-journalière est en revanche très variable d'un point d'eau à un autre, selon sa plus ou moins bonne connexion à la mer. L'analyse de ces réactions dans l'espace permet d'apprécier de manière relative les différences de comportement hydrodynamiques de l'aquifère côtier.

Ainsi, les formations de surface (sables +/- grésifiés) apparaissent relativement peu transmissives. Dans ces formations, seuls les points très proches de la mer réagissent de manière significative à la marée. En revanche, dans le Nord de la plaine littorale, on a pu mettre en évidence l'existence d'un milieu transmissif, en profondeur, sous la bande côtière, qui assure une certaine continuité hydraulique entre l'aquifère karstique du plateau et la mer. Il pourrait s'agir, (1) de grès fracturés ou "pseudo-karsifiés", en profondeur, (2) des calcaires éocènes formant le substratum de la bande côtière, qui dans ce cas pourraient affleurer sous la mer, à l'Ouest, au niveau du tombant. On a pu mettre en évidence, par ailleurs des variations rythmiques de la conductivité électrique de la nappe dans le karst, compatible avec un phénomène d'intrusion marine, à la faveur des conduits.

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Dans la région sud de la bande côtière, les fortes réactions observées d'une manière générale apparaissent relativement indépendantes de la distance à la mer des points d'eau. Ceci confirme la fracturation importante et "la pseudo karstification" des grès calcaires dans cette région.

L'étude des réactions à la marée bi-journalière dans les points d'eau très proches du rivage, permet de mettre en évidence le rôle des marées dans le maintien du niveau de base de la nappe à une cote supérieure au niveau marin moyen même lorsque la nappe ne présente pas d'écoulement vers la mer. Ce phénomène explique les variations rythmiques du niveau de la nappe, avec une période de l'ordre de 15 jours, par le jeu des variations de l'amplitude des marées.

Ainsi, si les réactions des points d'eau à la marée permettent de préciser de nombreux points sur l'hydrodynamique de la nappe littorale, elles rendent aussi plus difficiles, l'observation et l'interprétation d'éventuelles variations piézométriques ayant une autre origine et notamment météorique. C'est pourquoi, l'ensemble des données de suivi doit être analysé en y intégrant les variations des paramètres physico-chimiques de la nappe, ce qui fait l'objet du chapitre suivant.

## **V.5. Discussion sur la recharge**

La question de la recharge de la nappe littorale est fondamentale pour notre étude et il convient notamment de préciser l'influence de la pluie sur la nappe. L'ensemble des données du suivi piézométrique et physico-chimique de la nappe ainsi que les informations acquises sur la pluviométrie de la zone, sur une période couvrant deux cycles hydrologiques m'ont permis de réaliser un certain nombre de courbes montrant l'évolution du niveau piézométrique et de la conductivité électrique des points d'eau. Ces courbes sont données en annexe (Annexe 6). Comme je l'ai évoqué précédemment, l'interprétation de chaque courbe ne peut se faire qu'au cas par cas, en fonction de chaque point d'eau. A la lumière des observations réalisées sur les réactions à la marée de la nappe, on peut tenter d'individualiser les réactions ayant une autre origine et ainsi de discuter de la recharge.

### **V.5.1. Variation piézométrique annuelle**

Malgré la relative imprécision des mesures ponctuelles, liées (1) aux oscillations du niveau de la nappe due à la marée (voir précédemment), (2) aux éventuels puisages, on peut mettre en évidence, une variation générale du niveau de la nappe littorale, à l'échelle annuelle.

Elle se traduit par une élévation du niveau de la nappe de janvier à août puis une baisse de novembre à janvier. Cette tendance est décelable sur la majorité des points d'eau, avec cependant des amplitudes variables, de quelques cm à plus de 20 cm suivant les points d'eau. Etant donné la précision des mesures piézométriques, elle reste difficile à quantifier plus précisément. Dans les forages, où il n'y a pas de puisages, l'amplitude apparaît de manière assez homogène, de l'ordre de 20 cm (cf. Figure V-28).

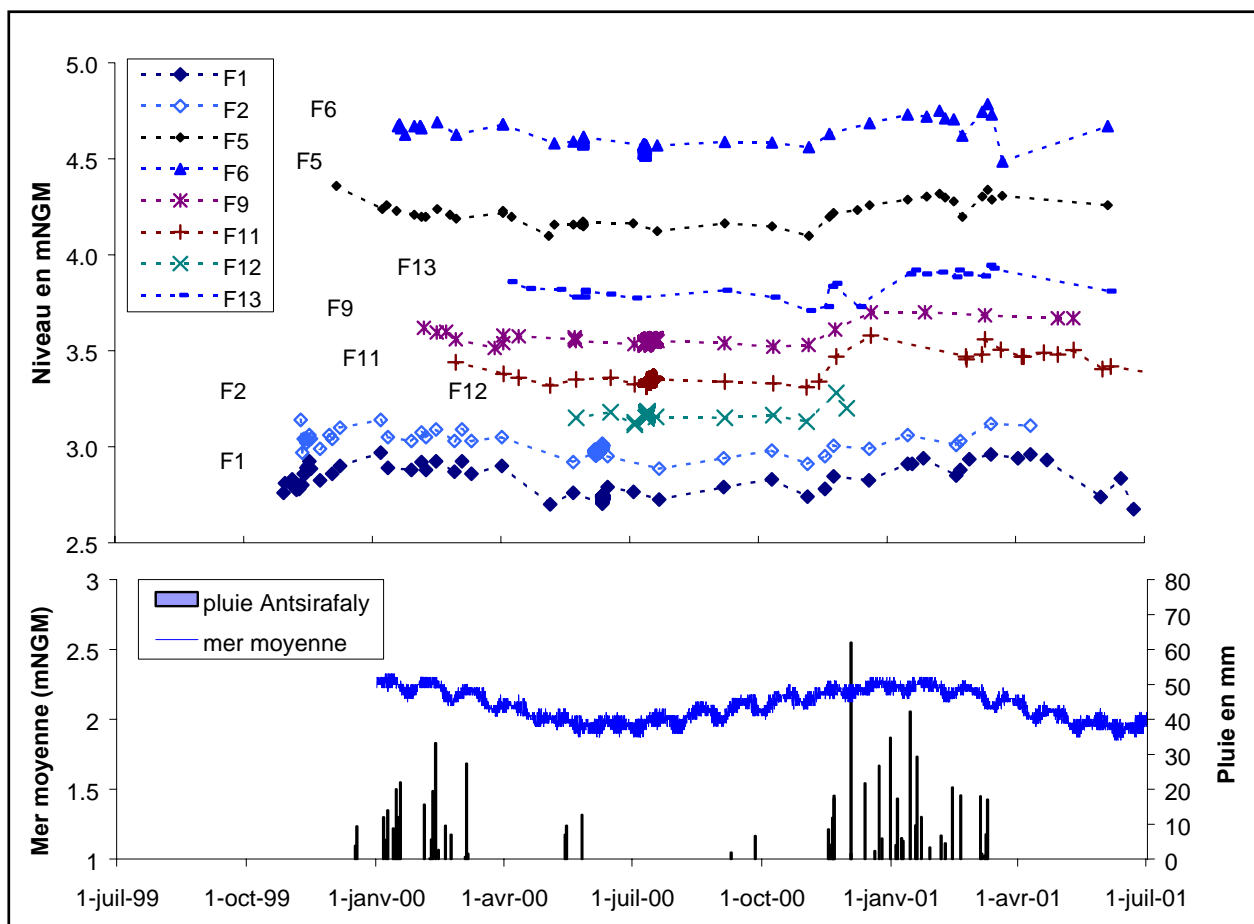


Figure V-28 : Variations piézométrique annuelle de la nappe (mesures des forages)

Nous avons vu précédemment comment par l'effet du battement de la nappe au niveau du rivage, le niveau de base de la nappe littorale est intimement lié au niveau des marées hautes. Sachant qu'il existe sur le littoral S-W, une évolution annuelle significative du niveau marin moyen issue des variations synchrones de marées hautes et marées basses (cf. § I.4.6.1), la tendance générale observée sur la majorité des points d'eau de la bande côtière peut s'expliquer en partie par cette variation annuelle de son niveau de base (cf. Figure V-28).

On peut remarquer toutefois, pour la plupart des forages, une remontée du niveau piézométrique relativement brutale, au mois de novembre. La rapidité de cet évènement par rapport à la remontée du niveau marin suggère une autre origine. Si on s'intéresse à la pluviométrie de la zone, on constate que les premières pluies significatives sur la bande côtière sont tombées justement au mois de novembre et il est très probable que les pluies aient débuté plus tôt sur le plateau Mahafaly.

La remontée rapide du niveau dans les forages et dans la plupart des points d'eau de la bande côtière semble donc traduire une certaine recharge de la nappe par les précipitations, relativement rapide par ailleurs. Etant donné la faible précision des mesures et de la fréquence de suivi, il est difficile de préciser d'avantage cette hypothèse.

### **V.5.2. Variation de la conductivité électrique**

Au cours de la période de suivi, de nombreux points d'eau montrent des variations assez brutales de C.E., qui ne semblent pas liées à la marée. En revanche, beaucoup de ces variations se produisent pendant la

saison des pluies et suggèrent donc une influence des précipitations (coubes en annexe 6). Si certaines de ces perturbations sont simplement liés à la configuration du point d'eau, d'autres mettent en évidence une réelle infiltration atteignant la nappe.

**V.5.2.1. L'effet "point d'eau"**

Lors de l'intense épisode pluvieux du 12/12/01, à Efoetse (>140 mm en 48h), certains puits de la zone (Montelimy, Ankilibory), ont montré une chute importante mais très ponctuelle de la conductivité (cf. Figure V-29). Ces puits n'étant pas couverts et le niveau étant à plusieurs mètres de profondeur, la rapidité du phénomène suggère une entrée directe des précipitations à l'origine d'une légère dilution. De la même manière, le puits d'Ankaranila montre une baisse de conductivité significative après des épisodes pluvieux importants (l'eau y devient d'ailleurs trouble). La visite du puits suite à ces épisodes pluvieux permet de constater que les eaux de surface, qui s'accumulent dans une vaste dépression creusée par le piétinement du bétail autour de la margelle, ruissellent directement dans le puits par les fissures qui affectent la maçonnerie. L'aven Vintany montre le même comportement et sa conductivité diminue à chaque saison des pluies. Ceci est dû au fait que cet aven constitue une perte pour deux "Sakasaka" qui s'y déversent lors d'épisodes pluvieux.

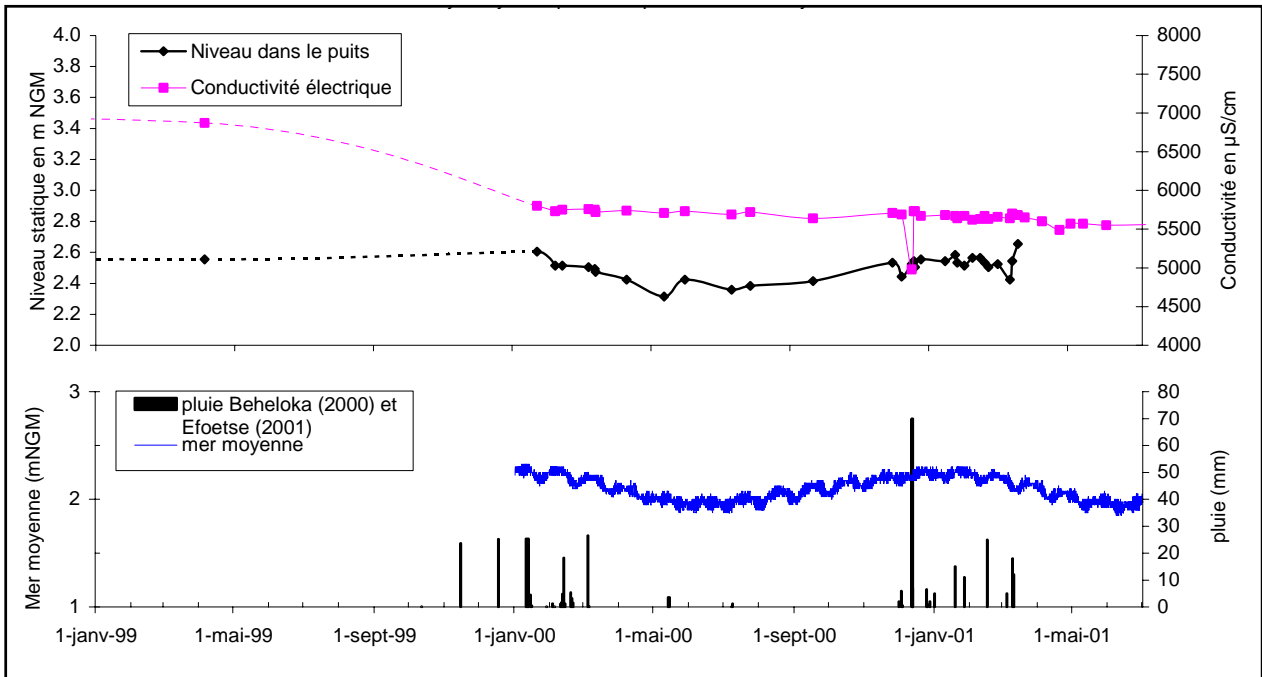


Figure V-29 : Exemple d'influence des pluies sur la C.E. d'un point d'eau (puits de Montelimy)

**V.5.2.2. Les indices d'infiltration**

Les puits d'Efoetse, Marofijery et Antsirafaly montrent un comportement inverse, à savoir une augmentation importante de la conductivité après un épisode pluvieux important, suivie d'une baisse progressive. Cette baisse relativement lente témoignent de la minéralisation de l'ensemble de la nappe environnante et non pas du point d'eau seul. Après l'intense épisode pluvieux du 12/12/2001, le puits d'Efoetse a montré une augmentation assez rapide de la conductivité, avec un maximum atteint plus d'une semaine après la pluie. En revanche, le puits de Marofijery a réagit le lendemain. Pour les deux points d'eau, le retour à des conductivités habituelles a mis plus de 3 mois. Le puits d'Antsirafaly quand à lui a vu sa C.E. augmenter considérablement (jusqu'à 30 000µS/cm), au mois de mars 1999, suite à des pluies très fortes

(d'après témoignage, je n'ai pas de données chiffrées de la pluviométrie pour cette période). Le retour à des valeurs de conductivité habituelles a duré près de deux mois.

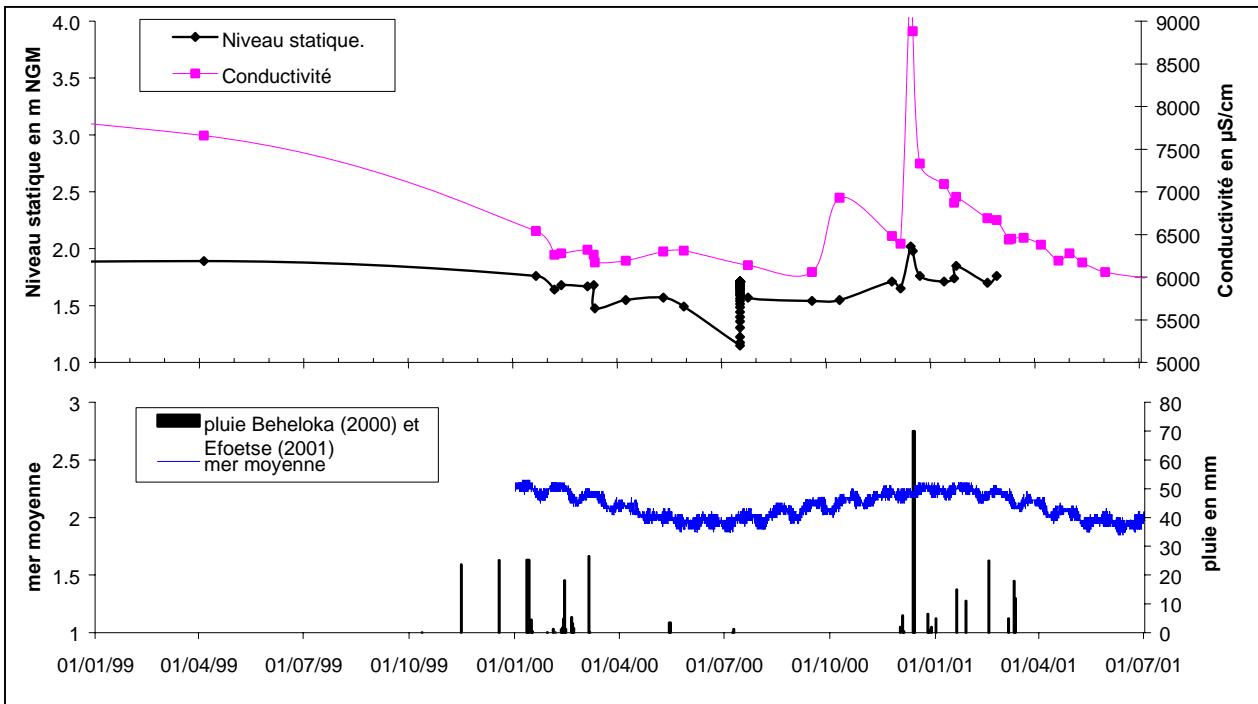


Figure V-30 : exemple de l'influence des pluies sur la C.E. de la nappe (puits de Marofijery)

Ces trois points d'eau présentent un point commun, ils sont situés à proximité de dépressions salées, à des distances variables : de l'ordre de 20 m pour le points de Marofijery, de l'ordre de 100 m pour le puits d'Antsirafaly, de l'ordre de 300 m pour le puits d'Efoetse. Ainsi, s'il semble évident que ces dépressions salées sont à l'origine de l'augmentation de la C.E. dans les puits, soit par lessivage des sels en surface, soit par débordement des mares, la durée du phénomène (plusieurs mois) et la distance à laquelle on peut le ressentir (plusieurs centaines de m) montrent qu'il intéresse la nappe en général et permet de dire qu'il existe un phénomène significatif d'infiltration. Celui-ci certainement relativement limité reste difficilement quantifiable avec les données dont je dispose.

D'autres puits, même s'ils sont situés loin de toute dépression salée (Tanalamaromena, Ankilibory, Maromitilike, Manasy) peuvent montrer quand à eux des pics assez importants de C.E. après des épisodes pluvieux. Ceux-ci peuvent êtres interprétés comme la conséquence du lessivages de sels dans la zone non saturée, suite aux pluies suffisamment importantes pour provoquer une infiltration.

En ce qui concerne particulièrement les points situés à l'ouest du lac Tsimanempetsotsa, cette augmentation de la minéralisation durant la saison des pluie pourrait provenir d'une pollution de la nappe due au déversement d'eau très minéralisée du lac, dans la nappe (cf. § V.2.3.2).



## **V.6. Discussion sur l'alimentation des nappes d'eau douce proche du littoral**

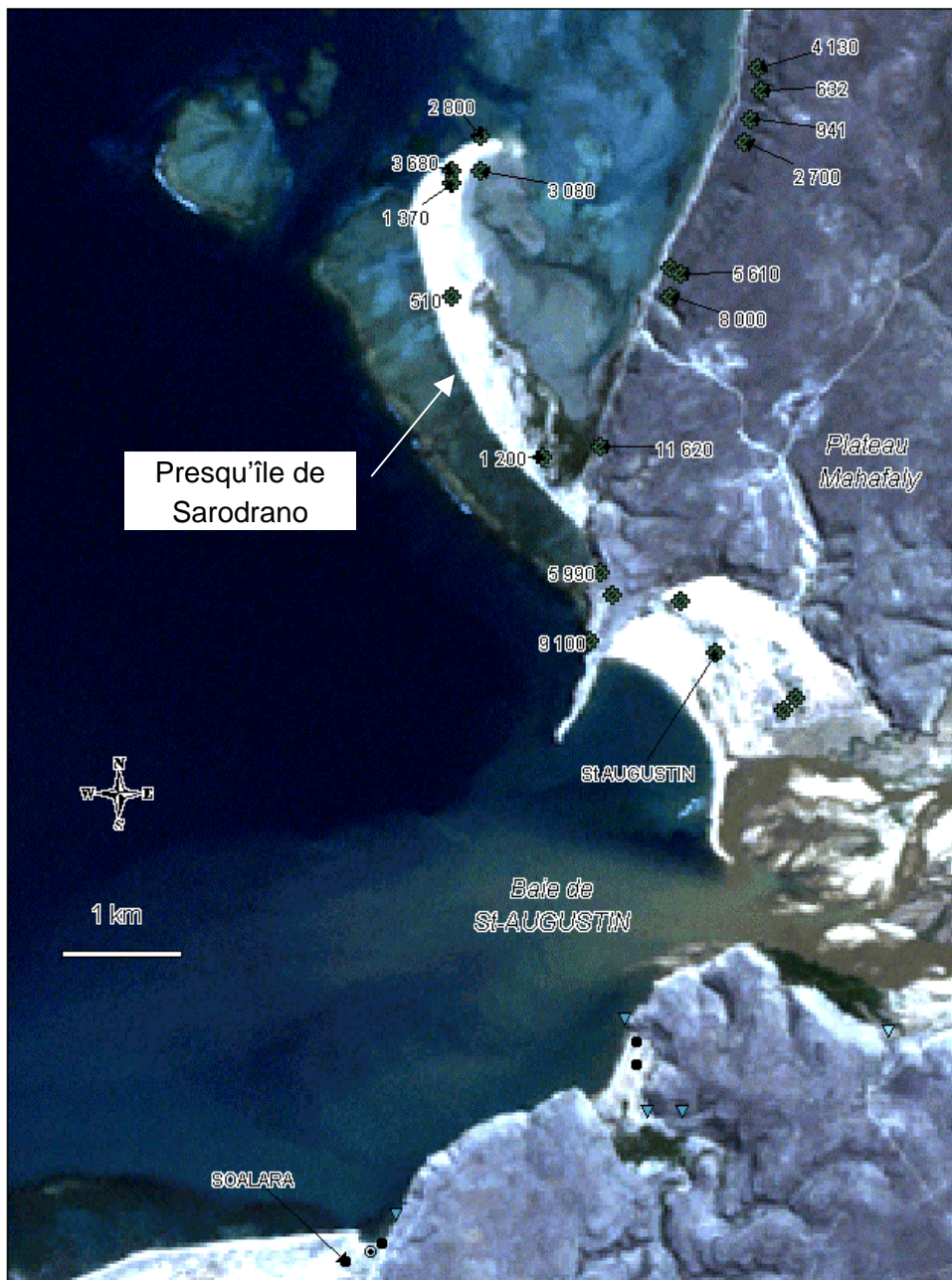
La carte des C.E. a mis en évidence l'existence paradoxale de plusieurs nappes d'eau douce, très proche de la mer :

- (1) au sein des dunes vives, particulièrement bien développées le long du rivage entre Beheloka et Anakao,
- (2) sur la presqu'île de Sarodrano, au nord de l'Onilahy.

Le suivi de ces points d'eau ou les témoignages des villageois indiquent que pour ces nappes, l'eau reste douce toute l'année. Du fait de leur situation géographique, ces nappes d'eau douces apparaissent comme un point crucial dans l'étude hydrogéologique de la bande côtière. Cette pérennité de l'eau douce en regard de la faible pluviométrie et de la forte évaporation potentielle sur la zone, pose le problème de l'alimentation de ces nappes, proches de la mer. Malgré le fait que la presqu'île de Sarodrano ne fasse pas partie intégrante de notre zone d'étude, son apparente similitude avec les nappes des dunes vives de la bande côtière m'a conduit à y faire diverses investigations, dans le but de comparer ensuite ces deux systèmes et d'en déduire leur mode d'alimentation principale. Les paragraphes suivants présentent les résultats de ces études.

### **V.6.1. Etude de la nappe de la presqu'île de Sarodrano**

La presqu'île de Sarodrano, à l'embouchure du fleuve Onilahy en rive droite se présente comme une langue de dunes récentes, de sables clairs, ne dépassant pas quelques mètres d'altitude, raccordées au plateau Mahafaly par un mince cordon qui peut être submergé pendant les grandes marées (cf. photo 3 en annexe). La presqu'île est séparée de la falaise du plateau Mahafaly, par une petite baie de faible profondeur, parfois découverte à marée basse, dont le fond est tapissé de vases marines. Au niveau de la falaise, de nombreuses sources d'eau douce ont été reconnues et identifiées par traçage comme des résurgences de pertes dans la vallée de l'Onilahy en amont (cf. § IV.3.1.1.1). La surface de la presqu'île est d'un peu plus d'1 km<sup>2</sup>. Malgré cette faible surface et le fait qu'elle soit quasiment cernées par la mer, il y existe, une nappe d'eau douce voire très douce, pérenne, suffisante pour satisfaire les besoins en eau du petit village de Sarodrano, situé à l'extrémité nord de la presqu'île.



**Figure V-31** : Détail des points d'eau de la presqu'île de Sarodrano et alentours sur une image satellite en fausse couleur.  
(Pour chaque point, la valeurs de C.E. moyenne est donnée en  $\mu\text{S}/\text{cm}$ )

A la suite, d'une première visite du site effectuée à la date du 28/02/00, et dans le but de mieux comprendre l'alimentation en eau douce de ce système, j'ai effectué le suivi des paramètres hydrodynamiques du puits le plus utilisé de la presqu'île, situé dans la partie nord ouest, à 60 m de la mer.

Les mesures du niveau, de la conductivité, de la température, du pH de l'eau ont été effectuées manuellement sur ce puits, pendant une période de 28h, (du 26/04/00 à 13h30 au 27/04/00 à 17h30).

V.6.1.1.1. Evolution du niveau d'eau

Le niveau de l'eau se situe en moyenne à 3,3 m sous le haut du busage, c'est à dire à environ 3 m de profondeur par rapport au sol mais aucun nivellement n'a pu être fait pour préciser l'altitude absolue et par rapport à la mer. Sur l'ensemble de la période de suivi, on n'observe *a priori* pas de tendance dans l'évolution de niveau y compris sur la partie nocturne du suivi, lorsque le niveau n'est pas perturbé par les prélèvements des villageois. On n'observe pas non plus de manière significative d'influence de la marée, comme on pourrait s'y attendre étant donné la proximité de la mer.

Par contre, chaque puisage induit un rabattement du niveau dans le puits. Le rabattement maximum observé de 12 cm, correspond à la vidange complète du puits. L'observation de la cadence de puisage des villageois permet d'évaluer sa production maximum à environ 250L/h. Par ailleurs, on peut évaluer la totalité des prélèvements journaliers à environ 2m<sup>3</sup>/jour.

V.6.1.1.2. Influence des puisages sur la conductivité

La conductivité de l'eau de ce puits est relativement faible et oscille entre 1300 et 1600µS/cm sur la période du suivi. Il est à noter que lors de la première visite au mois de février la conductivité était plus faible ( de l'ordre de 1200µS/cm).

Le suivi de la conductivité sur 28h ne fait pas apparaître non plus clairement de tendance ou d'effet de la marée mais observe une lente baisse de la conductivité pendant la phase nocturne du suivi, en régime non influencé. En régime dynamique, les nombreux puisages des villageois s'accompagnent presque systématiquement d'une perturbation qu'on peut décomposer en plusieurs phases, en relation avec l'évolution du niveau d'eau (cf. Figure V-32).

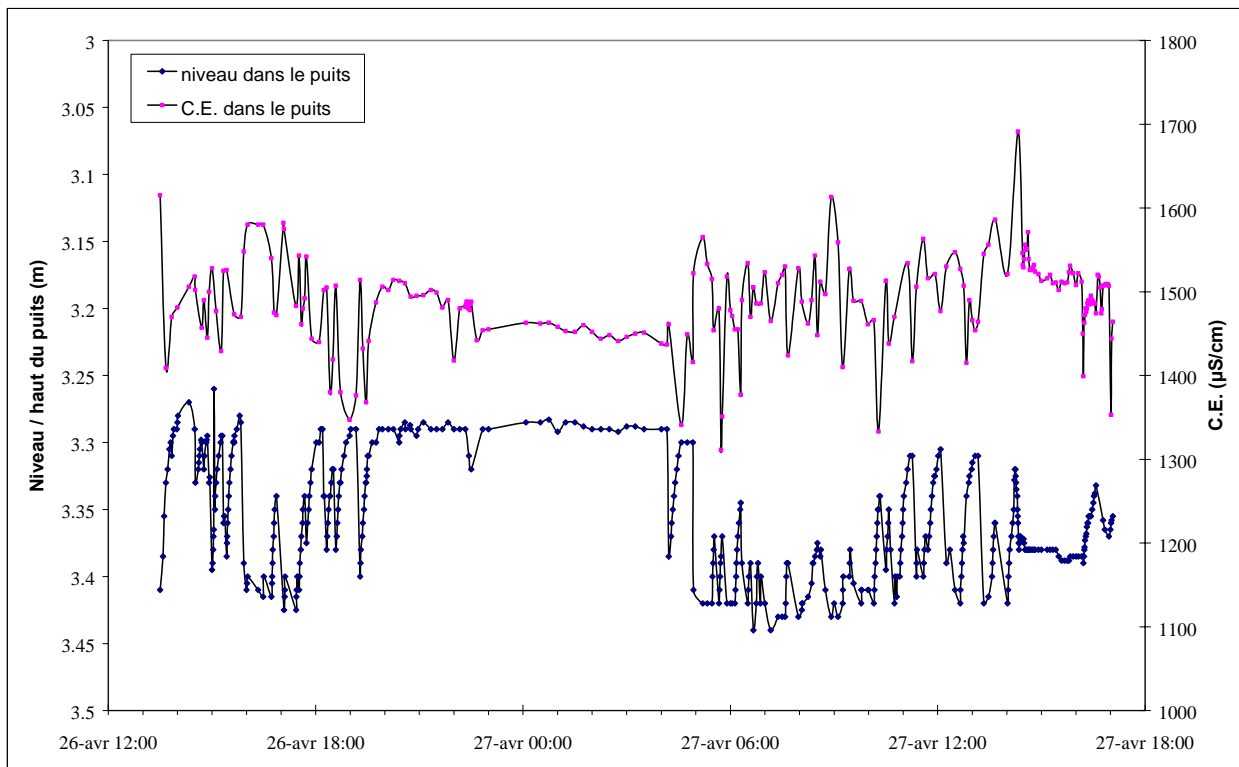


Figure V-32 : Evolution de la conductivité électrique dans le puits de Sarodrano

Chaque puisage significatif (supérieur à environ 10l) s'accompagne simultanément d'un pic de conductivité pouvant dépasser 100µS/cm. Ce pic est la plupart du temps suivi par une chute rapide de la conductivité d'amplitude comparable. Cette chute de conductivité correspond à la phase de remplissage du

puits, lorsque le niveau de l'eau remonte dans le puits. On notera toutefois deux exceptions par rapport à cette cinétique :

- (1) dans le cas d'un puisage particulièrement soutenu (le 26/04 à 16h), la forte conductivité semble persister. Dans ce cas le pas de temps de mesure n'est toutefois pas assez serré pour l'affirmer et il est possible que la C.E. mesurée englobe plusieurs pics.
- (2) après le dernier puisage de la journée (à 19h10), on observe bien le pic de conductivité suivi de la chute du même ordre de grandeur, mais ensuite, alors que le niveau d'eau se stabilise, la conductivité augmente rapidement pour ne diminuer que très lentement au cours de la nuit.

#### V.6.1.1.3. Evolution de la température

La température moyenne de l'eau du puits est de l'ordre de 28.2°C, avec des variations maximum d'1°C. Le ph varie de 7.8 à 8.3.

Comme pour la conductivité, on n'observe pas de tendance sur la période de suivi, si ce n'est un léger refroidissement nocturne de l'eau du puits. Les périodes de puisage induisent par contre une arrivée d'eau plus chaude (cf. Figure V-33 ).

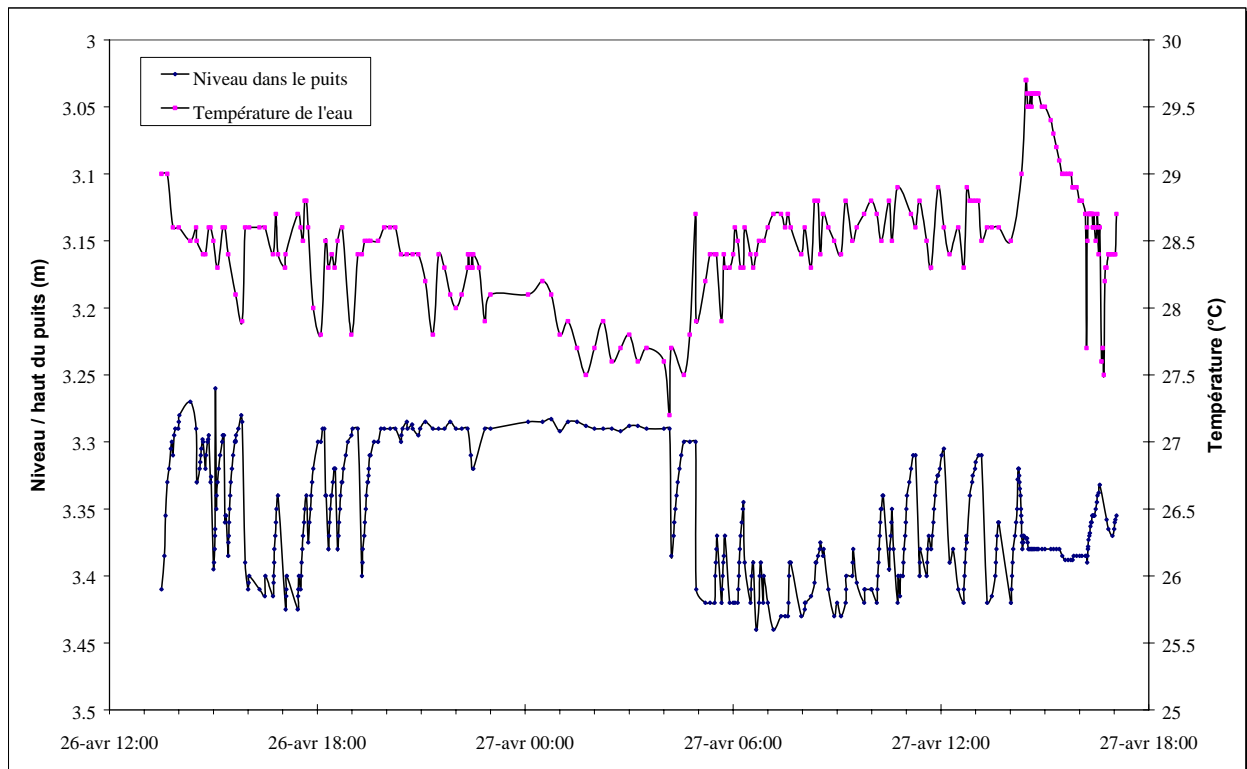


Figure V-33 : Evolution de la température dans le puits de Sarodrano

#### V.6.1.1.4. Interprétation et conclusion

Le comportement hydrodynamique du puits étudié apparaît relativement complexe, avec l'intervention de plusieurs types d'eau. Le fait qu'on observe pas *a priori* d'influence de la marée tend à montrer que la charge de la nappe d'eau douce est importante ou que les matériaux constituant la presqu'île sont très peu perméables... Il faut toutefois noter que pendant la période du suivi, l'amplitude des marées était minimale.

A l'époque du suivi, la température moyenne de la mer était de l'ordre de 26-27°C. L'arrivée d'eau nettement plus chaude (28.5°C), à chaque puisage apparaît donc comme un caractère original et déterminant. Nous avons vu précédemment que les eaux du karst Mahafaly étaient significativement plus chaudes que les autres nappes, y compris en surface. On peut donc suspecter des arrivées d'eau, en provenance du karst, à la verticale sous la presqu'île de Sarodrano.

La complexité de la réaction à chaque puisage, en terme de conductivité électrique tend à mettre en évidence la compétition de différents types d'eau, avec une certaine stratification de la nappe.

Ainsi, si la pluviométrie joue peut-être un rôle dans l'apport d'eau douce de la presqu'île de Sarodrano, (expliquant notamment le fait qu'on ait des eaux excessivement douces (400µS/cm) sur certains points d'eau de la presqu'île), elle paraît insuffisante pour expliquer la permanence d'eau douce au niveau de plusieurs puits et particulièrement dans celui étudié, qui est soumis à des puisages importants (de l'ordre de 2 m<sup>3</sup>/jour). En revanche l'arrivée d'eaux plus chaude est un argument en faveur de la contribution des eaux du plateau. Ces arrivées d'eaux douces se feraient à la faveur de conduits karstiques sous la presqu'île (cf. Figure V-34). Cette hypothèse implique la présence d'un substratum karstifié (grès ou calcaire), à faible profondeur, sous la presqu'île. Aucun forage ne permet de le confirmer pour le moment, mais ceci pourrait suggérer la présence du substratum éocène, à faible profondeur sous la presqu'île. Ce compartiment éocène pourrait représenter une reculée d'érosion marine mais les observations faites précédemment sur la morphologie du canyon sous-marin de l'Onilahy (cf. § IV.3.1.1.1), permettent de penser qu'il s'agit d'un gradin entre la faille bordière du plateau à l'est et une autre faille normale à l'ouest de la presqu'île.

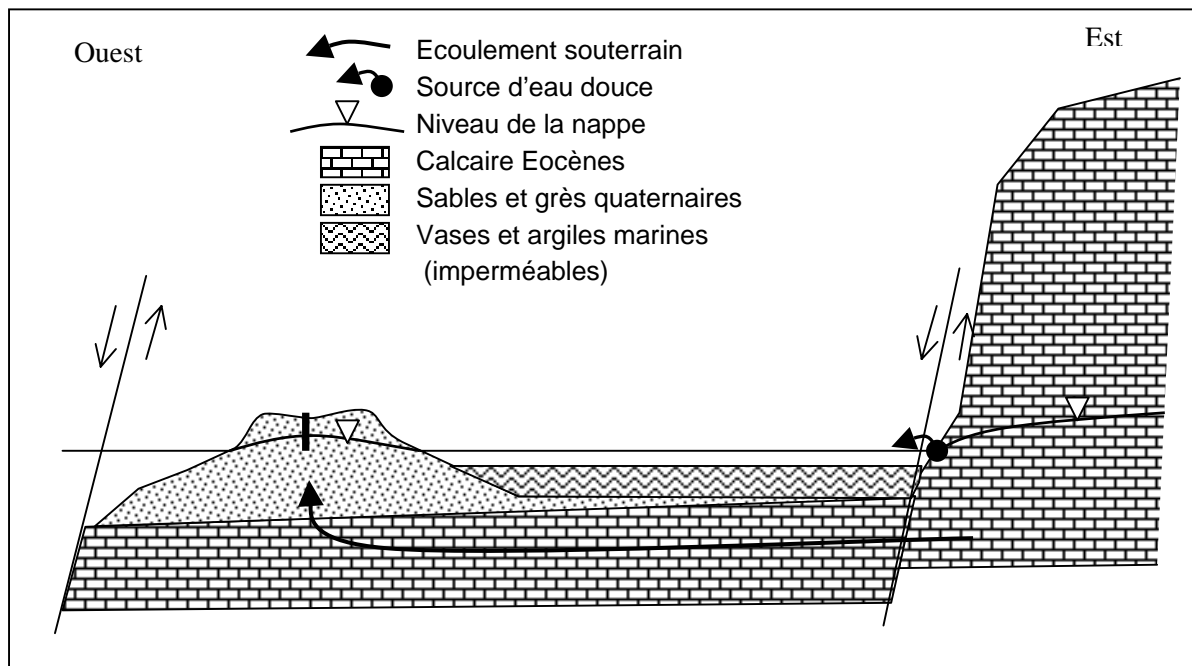


Figure V-34 : Coupe schématique montrant l'hypothèse d'une alimentation d'origine karstique, de la nappe de la presqu'île de Sarodrano

### **V.6.2. Etude de la nappe des dunes vives d'Ampasinabo**

A partir des observations faites sur la presqu'île de Sarodrano, l'hypothèse d'une alimentation d'origine allochtone pour les nappes des dunes vives a été envisagée. Pour pouvoir discuter de cette

hypothèse, j'ai effectué l'étude hydrodynamique détaillée sur le site d'Ampasinabo, à 5 km au nord du village de Beheloka.

**V.6.2.1. Instrumentation du site**

Ce site a été choisi car il est connu pour fournir de l'eau douce (C.E. < 3000 µS/cm) toute l'année. En outre, un puits de ce site (puits FAO) a été suivi depuis le début de l'étude, en 1999, ce qui offre un peu plus de recul pour le suivi hydrodynamique.

Pour l'étude hydrodynamique de cette nappe, j'ai réalisé 6 piézomètres supplémentaires, selon un profil globalement perpendiculaire à la mer (Figure V-35). Leur répartition est donnée par le tableau suivant (cf. Tableau V-6). Deux forages ont par ailleurs été réalisés à une centaine de mètres à l'ouest des dunes vives (F7 et F8), offrant un regard sur la nappe littorale dans les dunes anciennes.

Piézomètre	Amp01	Amp02	Amp03	Amp06	Amp04	Puits	Amp05
Dist. / mer (m)	80m	120m	210m	230m	280m	280m	310m

Tableau V-6 : Distance des piézomètres et points d'eau sur le site d'Ampasinabo

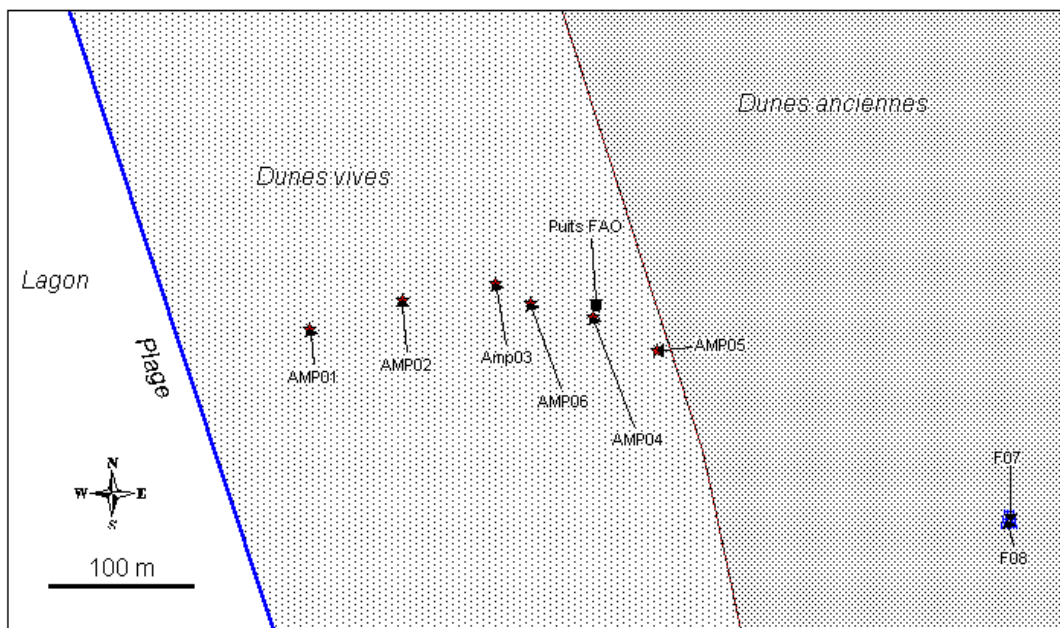


Figure V-35 : Situation des piézomètres et points d'eau sur le site d'Ampasinabo

La foration des piézomètres a été réalisée à l'aide d'une tarière à mains, sur des profondeurs de 3 à 6 mètres, dans les sables des dunes vives, jusqu'à la nappe. Ensuite, la seule solution permettant de pénétrer dans la nappe a été de foncer le tubage à l'avancement tout en extrayant les sables au fond du piézomètre par un système de soupape à clapet. La profondeur maximum atteinte sous le niveau de l'eau est de 1.2 m dans le piézomètre Amp06. En revanche, le piézomètre Amp05 (le plus à l'Est) n'a pas pu être foré de plus de quelques cm dans la nappe à cause d'une couche de grès calcaires très durs.

Tous les piézomètres sauf Amp05, ont traversés les mêmes terrains, à savoir :

- Des sables dunaires clairs fin en surface et jusqu'à la zone de battement de la nappe.
- Des sables moyens à débris coquillés dans la zone de battement de la nappe.
- Des sables très grossiers à débris coquillés et coquilles sous le niveau de battement de la nappe.

Les piézomètres ont tous été équipés d'un tubage de 100 ou 103mm de diamètre, sans fond et crépiné sur dix centimètres à la base.

La conductivité de l'eau a été suivie pendant toute la foration pour chaque piézomètre.

Chacun de ces points a ensuite été nivelé précisément, au niveau de chantier, par rapport au niveau de la mer enregistré à proximité. Le nivellement a été répété plusieurs fois, à différentes périodes pour contrôler d'éventuels décalages des piézomètres.

### V.6.2.2. Piézométrie de la nappe

Un suivi piézométrique a été effectué sur plusieurs cycles de variations d'amplitude des marées (15 jours). Ne disposant que de deux sondes automatiques (sur le marégraphe et sur le piézomètre Ampa01), la plupart des mesures ont été faites manuellement, à la sonde électrique, nécessitant une présence permanente sur le site, de jour comme de nuit, pendant toute la durée du suivi (deux semaines).

Les résultats de ce suivi, sont présentés pour un cycle de 15 jours, sur la figure suivante (cf. Figure V-36), en relation avec les niveaux des marées hautes et basses.

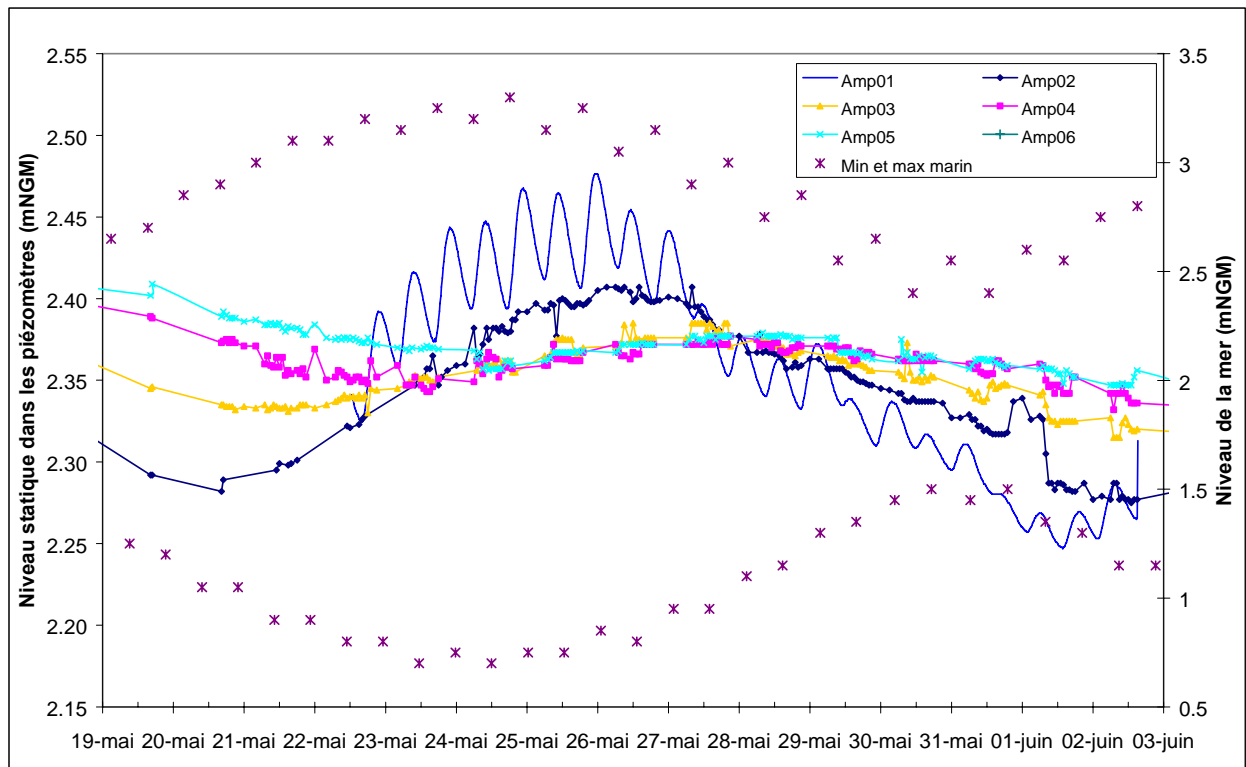


Figure V-36 : Réactions piézométriques aux marées de la nappe des dunes vives (cycles bi-journaliers et bi-mensuels).

Ce suivi permet de confirmer le schéma de fonctionnement hydrodynamique de la nappe à proximité de la mer évoqué précédemment (cf. § V.4.3.4), basé sur la présence d'une zone de battement de plus en plus importante près de la mer.

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Ainsi, si la zone de battement de la nappe liée aux marées bi-journalières est limitée à une centaine de m à partir de la mer, (les marées bi-journalières ne sont plus ressenties au delà du piézomètre Amp02), l'ensemble de la nappe présente une oscillation piézométrique de période 15 jours, avec un amortissement et un retard croissant avec la distance à la mer.

De ce fait, la nappe est en perpétuel déséquilibre hydraulique, à cause de l'alternance de gradients tantôt vers la mer (marées de mortes eaux), tantôt vers l'intérieur des terres (marées de vives eaux).

J'ai représenté sur la figure suivante le niveau moyen de la nappe, calculé pour chaque piézomètre sur un cycle complet de 15 jours (cf. Figure V-37), en fonction de la distance à la mer des points d'eau.

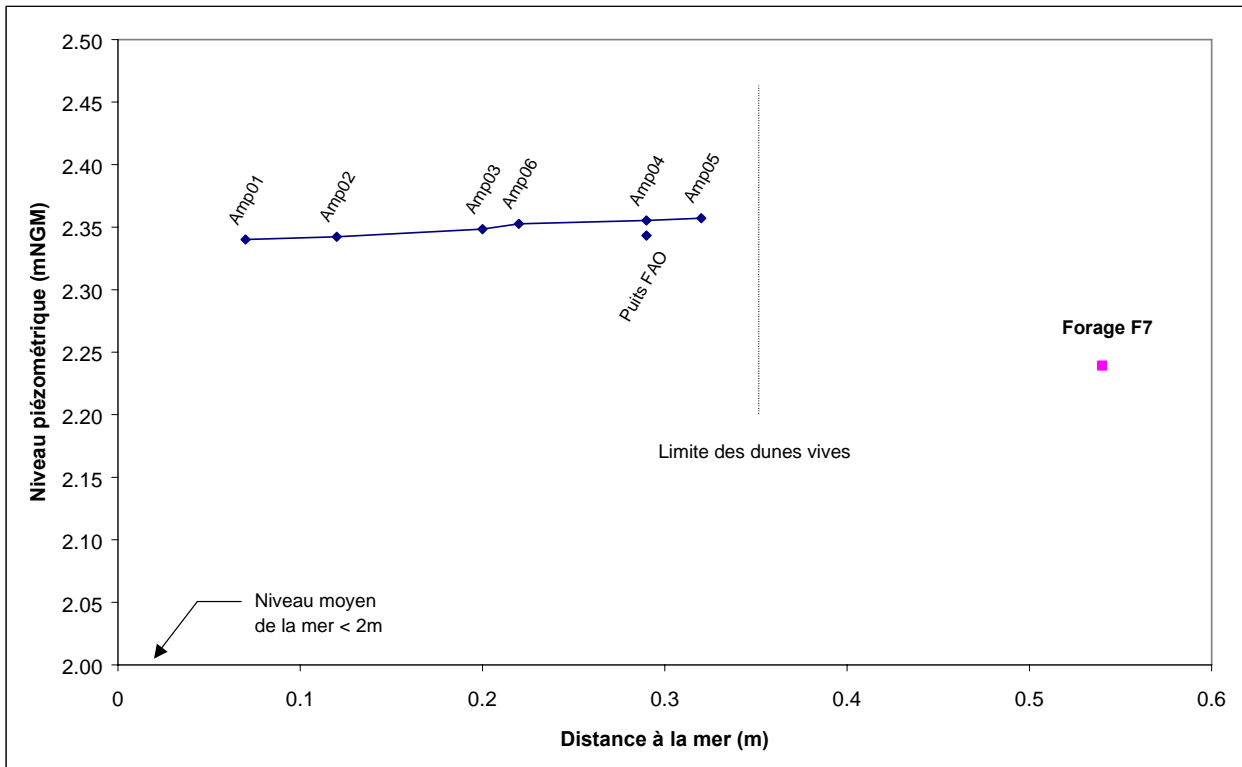


Figure V-37 : Profil piézométrique de la nappe des dunes vives (site d'Ampasinabo)

Dès lors on constate que :

- Le niveau moyen sur une période de 15 jours est de 2.35 mNGM (+/- 1cm) pour tous les piézomètres. La nappe d'Ampasinabo présente donc une charge moyenne de plus de 30 cm par rapport au niveau moyen de la mer.
- Ce niveau moyen est également nettement supérieur, de l'ordre de 10 cm, à celui de la nappe générale dans les dunes anciennes, à l'Est, représenté par le forage F7. Cette observation capitale a été confirmée par deux nivellements différents.
- Malgré cette charge par rapport aux limites, le gradient moyen au sein de la nappe des dunes vives apparaît quasiment nul, de l'ordre de 0.05/1000 vers l'Ouest, avec des différences de charge de l'ordre du centimètre, à la limite de la précision des appareils de nivellement et de mesure.

### V.6.2.3. Physico-chimie de la nappe

#### V.6.2.3.1. Conductivité



## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Comme je l'ai évoqué précédemment, la conductivité électrique de l'eau a été mesurée, en fonction de la profondeur, lors de la foration de chaque piézomètre. Ces mesures m'ont permis de représenter pour chaque piézomètre un profil de conductivité de la nappe, en fonction de la profondeur (cf. [Figure V-38](#)). La validité de ces mesures a pu être vérifiée par la double foration du piézomètre Amp04 (suite à son arrachement par un inconnu).

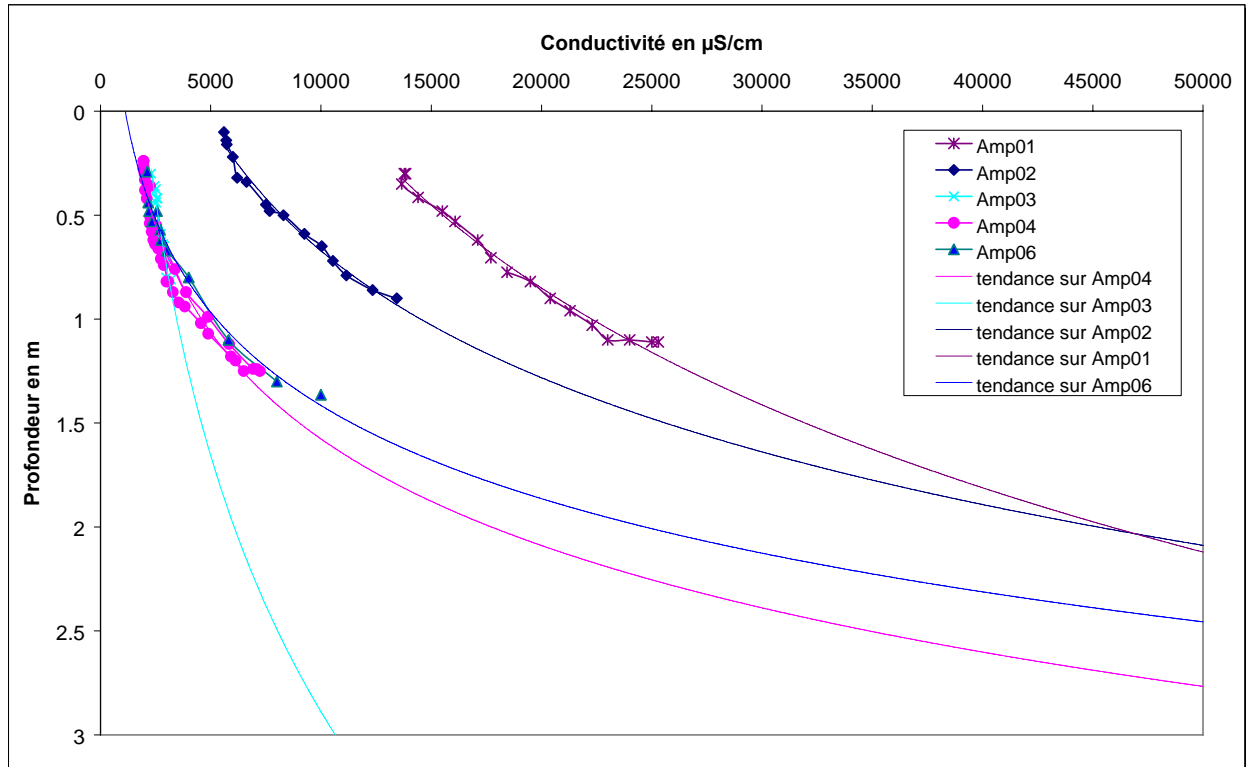


Figure V-38 : Conductivité électrique de la nappe des dunes vives en fonction de la profondeur.

Il apparaît que pour tous les piézomètres, l'augmentation de la conductivité avec la profondeur est progressive et suit une loi de type logarithmique. Cependant, plus les points sont proches de la mer (Amp01, Amp02), plus la conductivité est élevée en surface et le gradient de conductivité important.

Il existe donc une stratification horizontale de la C.E., avec les eaux plus minéralisées vers le bas, mais aussi une stratification verticale, avec des eaux plus minéralisées lorsqu'on se rapproche de la mer.

L'eau dont la conductivité est inférieure à  $5000\mu\text{S}/\text{cm}$  serait réduite à une lentille d'environ un mètre d'épaisseur au centre et s'amincissant rapidement en allant vers la mer (cf. [Figure V-39](#)). La limite Est de cette lentille se situe entre le piézomètre Amp05 (dont l'eau en surface avait une C.E. de  $2500\mu\text{S}/\text{cm}$ ) et le forage F7 (C.E.  $\approx 38\,000\mu\text{S}/\text{cm}$ ).

A part pour le piézomètre Amp03, qui est peu significatif du fait de la faible profondeur atteinte (50 cm), l'extrapolation de la tendance observée montre que l'eau de type marine ( $50000\mu\text{S}/\text{cm}$ ) serait atteinte à chaque fois dans les 3 premiers mètres à partir de la surface. L'eau "douce" et "exploitable" (dont la conductivité est inférieure à  $5000\mu\text{S}/\text{cm}$ ) représente une tranche d'eau dont l'épaisseur maximum est de l'ordre d'1 m. Cette épaisseur diminue rapidement en direction de la mer.

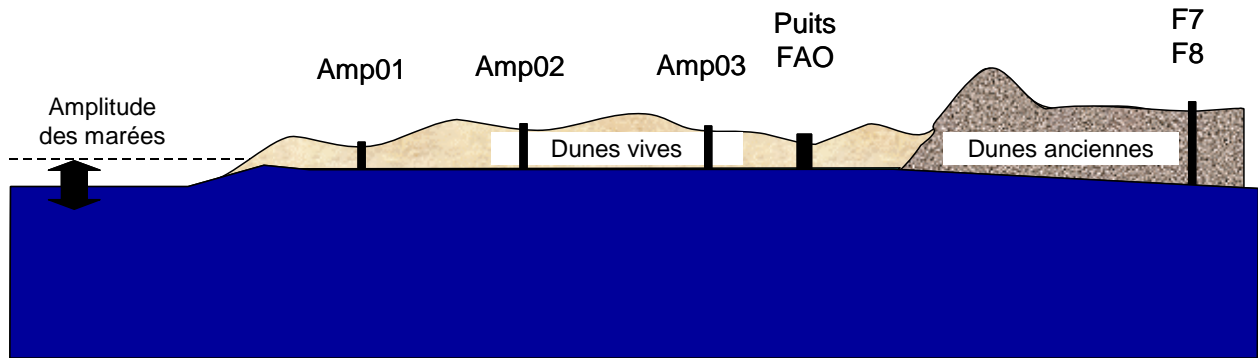


Figure V-39 : Coupe transversale schématique des dunes vives (échelle hauteur ~ 10X échelle longueur)

#### V.6.2.3.2. Température

Les températures relevées dans les piézomètres, à la foration sont probablement légèrement surestimées car les appareils de foration (tubage, soupape, tarière et tiges) étant exposés périodiquement à l'ensoleillement durant leur manipulation sont susceptible de réchauffer l'eau au fond du piézomètre. Malgré cette surestimation, les températures relevées apparaissent toutes comprises entre 26 et 28°C, et ne montrent pas d'évolution significative avec la profondeur. Les valeurs moyennes de ces températures sont données dans le tableau suivant (cf. Tableau V-7). La température moyenne annuelle issue du suivi du puits d'Ampasinabo donne une valeur de 26.1. Cette température relativement basse a pu être confirmée également après vidange complète du puits.

Tout ceci confirme la relative fraîcheur des eaux de la nappe des dunes vives, y compris en profondeur. Ce point qui diffère radicalement de ce qui avait été observé sur la presqu'île de Sarodrano tend à exclure une origine profonde de l'alimentation des eaux des dunes vives, à la faveur d'une origine pluviale.

Piézomètre	Amp01	Amp02	Amp03	Amp06	Amp04
T° moyenne (°C)	26.05	27.51	26.21	26.72	27.35

Tableau V-7 : Températures moyennes dans les piézomètres du site d'Ampasinabo

#### V.6.2.4. Hydrodynamisme de la nappe des dunes vives

Le suivi piézométrique associé au suivi de la C.E. au niveau du puits d'Ampasinabo, dans les dunes vives, permet de mettre en évidence une variation synchrone de la conductivité et du niveau statique dans le puits, en relation avec les cycles de variations d'amplitude des marées (cf. Figure V-40). La conductivité varie dans le même sens que le niveau statique. Cette réaction qui paraît paradoxale peut s'expliquer partiellement par la stratification de la nappe, avec des eaux plus minéralisées vers le bas. L'élévation du niveau piézométrique sous l'influence de la marée s'accompagne d'une élévation de toutes les strates de la nappe par rapport à la zone de captage du puits (uniquement à son fond). Celui-ci capte alors de l'eau plus minéralisée.

Cependant, si on tient compte des variations observées, une élévation du niveau statique de l'ordre de 5 cm s'accompagne d'une augmentation de C.E. de l'ordre de 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Ceci sous-entend un gradient de conductivité avec la profondeur, de l'ordre de  $100\mu\text{S}/\text{cm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$  dans la zone du puits. Le gradient mesuré sur le piézomètre Amp04 très proche du puits ne dépasse pas  $15 \mu\text{S}/\text{cm} \text{ cm}^{-1}$ , pour les gammes de C.E. concernées ( $<4000\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Ceci montre que l'influence des marées ne se traduit pas uniquement par la

création d'une vague piézométrique mais il existe en plus un phénomène de déformation réversible de la lentille d'eau douce, qui exagère la remontée des eaux minéralisées.

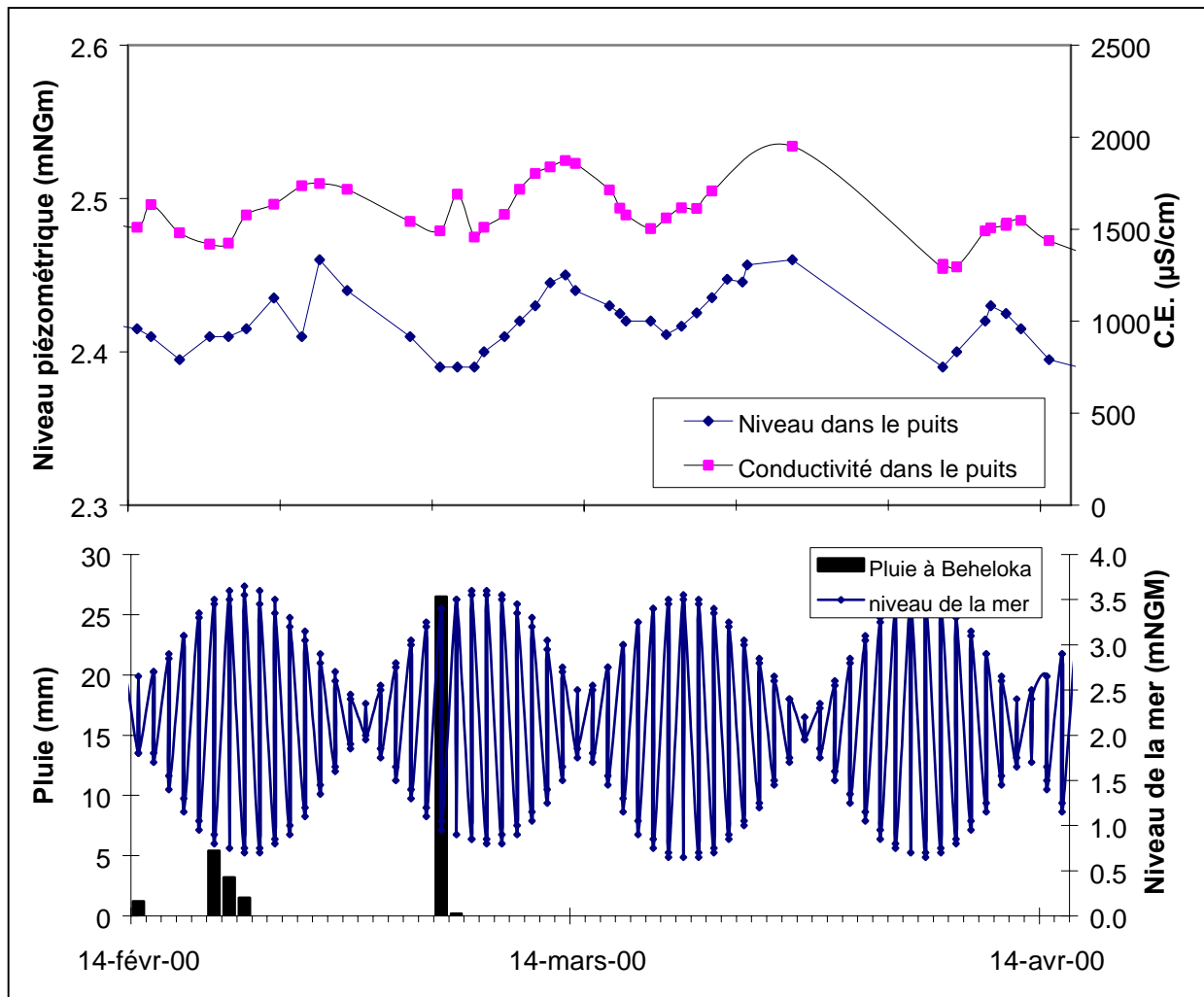


Figure V-40 : Suivi hydrodynamique dans les dunes vives (puits d'Ampasinabo)

En plus des variations de conductivité, liées à l'influence de la marée, le suivi du puits d'Ampasinabo montre des pics significatifs de C.E. suite à des pluies importantes comme celle du 05/03/00, de l'ordre de 25 mm (cf. Figure V-40). Ces pics qui peuvent être issus du lessivage des sels de la zone non saturée tendent à montrer l'efficacité des épisodes pluvieux importants (de plus de 10 mm), en terme d'infiltration.

Le suivi hydrodynamique sur deux cycles hydrologiques (février 2000 à Juillet 2001) du puits d'Ampasinabo confirme à l'échelle annuelle ce qui a été précédemment évoqué car on y voit l'influence de la marée sur la piézométrie et également sur la conductivité (cf. Figure V-41). Cependant, il apparaît une différence significative de réaction entre le cycle hydrologique 1999-2000 et 2000-2001, alors que la variation du niveau marin montre la même évolution. Au premier cycle hydrologique, le niveau de la nappe commence à descendre à la fin du mois de mars, soit environ deux mois après le niveau moyen des mers. Au second par contre, il ne commence à descendre qu'à partir du mois de mai, soit plus de 3 mois après le niveau moyen des mers. En revanche on constate que les pluies sur la zone ont duré jusqu'en mai pour le deuxième cycle alors que les pluies s'étaient arrêtées en mars, lors du premier cycle.

Ces observations montrent qu'il existe au niveau de la nappe du puits d'Ampasinabo une véritable recharge de la nappe, qui se surimpose à l'effet des marées. Bien que je ne dispose pas de suivi aussi

important pour les autres puits des dunes vives, il semble possible par analogie d'y extrapoler ces observations.

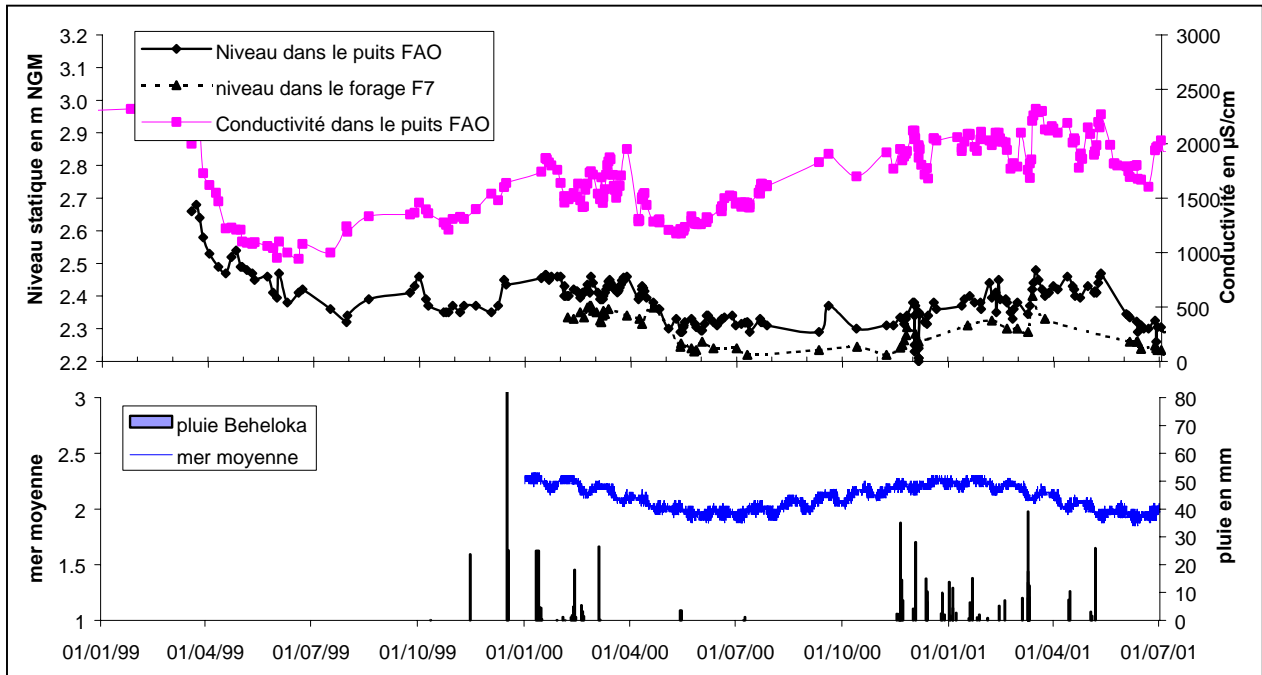


Figure V-41 : Suivi hydrodynamique sur deux ans du puits d'Ampasinabo.

Si on intègre les mesures piézométriques faites sur le forage F7, à l'est des dunes vives, on constate que la charge de la nappe des dunes vives par rapport à la nappe générale existe toute l'année, de l'ordre de 5 à 10 cm. Ainsi, il existe un gradient hydraulique permanent en direction de la nappe générale, à l'Est. Aussi, aucun écoulement ne peut se faire de la nappe générale vers la nappe des dunes vives.

Enfin, la C.E. dans le puits suit la même évolution que le niveau piézométrique avec toutefois une baisse relativement brutale à la fin de chaque saison des pluies. Celle-ci traduit probablement l'arrivée de la strate d'eau faiblement minéralisée issue de la recharge en surface, au niveau de la zone de captage du puits, suite à l'abaissement du niveau piézométrique.

#### V.6.2.5. Mesures de perméabilité et d'infiltration

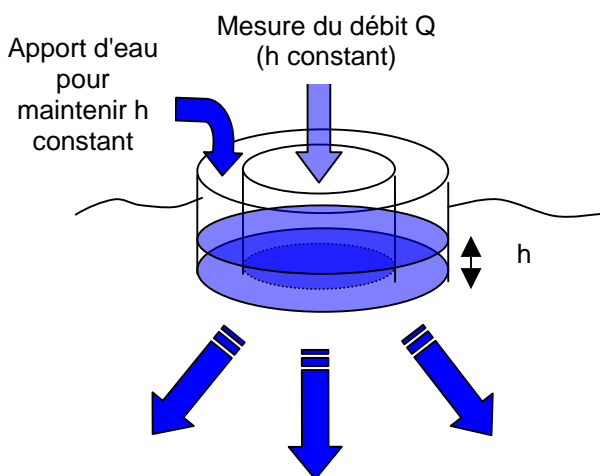


Figure V-42 : Principe de l'essai au double anneau

Pour tenter d'avoir une idée de la perméabilité de différents terrains, en surface, j'ai réalisé des tests d'infiltration par un dispositif en double anneaux (cf. Figure V-42), avec du matériel de récupération (vieux fûts et bidons)

La perméabilité  $K$  est obtenue en mesurant, après saturation du sol, le débit qui s'infiltré dans l'anneau central, de section connue, tout en maintenant une charge égale et constante dans le cylindre central et externe.

$$K = Q / S$$

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

Pour tester la méthode, plusieurs essais ont été réalisés aux mêmes endroits. La charge maintenue constante était à chaque fois de 10 cm / sol (+/- 1 cm). La diamètre de l'anneau intérieur est de 0.27 m. Les résultats de ces essais sont présentés sur le tableau suivant (Tableau V-8).

Test	Site	Temps de saturation	Volume infiltré (m3)	Temps (sec)	Débit (m3/s)	Perméabilité (m/s)
1	Ampasinabo, Crête dune ouest du puits	30 mn	0.0075	300	2.5 10 <sup>-5</sup>	4.37 10 <sup>-4</sup>
2	Ampasinabo Crête dune ouest du puits	40 mn	0.02	1050	1.90 10 <sup>-5</sup>	3.33 10 <sup>-4</sup>
3	Ampasinabo Crête dune ouest du puits	60 mn	0.02	960	2.08 10 <sup>-5</sup>	3.64 10 <sup>-4</sup>
1	Ampasinabo Crête dune Est du puits	30 mn	0.02	1020	1.96 10 <sup>-5</sup>	3.42 10 <sup>-4</sup>
2	Ampasinabo Crête dune Est du puits	75 mn	0.02	970	2.06 10 <sup>-5</sup>	3.61 10 <sup>-4</sup>
1	Carrefour Forages Ouest F8	45 mn	0.001	300	3.33 10 <sup>-6</sup>	5.82 10 <sup>-5</sup>
2	Carrefour Forages Ouest F8	60 mn	0.001	290	3.44 10 <sup>-6</sup>	6.02 10 <sup>-5</sup>
1	Maromena Est du puits,	60 mn	0.001	100	1.00 10 <sup>-5</sup>	1.74 10 <sup>-4</sup>

Tableau V-8 : Résultats des essais de perméabilité sur le site d'Ampasinabo

Les 5 essais réalisés sur le site d'Ampasinabo (dont 3 strictement au même endroit), aboutissent à des résultats semblables, même si il semble que l'infiltration est légèrement facilitée après un temps de saturation préalable plus important. Ces tests sont donc *a priori* valables, et peuvent être utilisés au moins en relatif.

Ainsi, la perméabilité de surface, des dunes vives d'Ampasinabo serait moyenne (environ 3.5 10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>) mais nettement plus importante que celle des dunes anciennes (de l'ordre de 6.0 10<sup>-5</sup> m.s<sup>-1</sup>), au niveau des forages F7 et F8 où le sable apparaît plus limoneux, avec de la matière organique. Même si ces résultats ne permettent pas de tirer des conclusions sur les écoulements en profondeur, ils permettent de dire qu'en période pluvieuse, une quantité d'eau relativement plus importante est susceptible de s'infiltrer au niveau des dunes vives alors que cette eau pourra plus facilement être reprise par l'évapotranspiration au niveau des dunes anciennes où la RFU est probablement plus importante. Ces observations peuvent expliquer le fait que les nappes d'eau douces soient localisées uniquement dans les dunes vives.

### **V.6.3. Conclusions**

Ainsi, malgré leur apparente similitude (conductivité électrique de l'eau, proximité de la mer, présence de dunes récentes), l'alimentation de la nappe de la presqu'île de Sarodrano et celle des dunes vives du littoral pourrait être bien différente.

Pour la presqu'île de Sarodrano, plusieurs arguments et particulièrement le fait que les eaux de la nappe soient relativement chaudes, permettent de suspecter une contribution significative d'eaux allochtones, probablement d'origine karstique dans l'alimentation de cette nappe. Ces eaux pourraient avoir la même origine que l'ensemble des sources qui débouchent à l'Est, le long de la falaise du plateau.

Les eaux de la nappe des dunes vives sont nettement plus fraîches, ce qui n'est pas compatible avec l'hypothèse d'une arrivée d'eau d'origine karstique. Le suivi hydrodynamique du puits d'Ampasinabo montre par contre l'efficacité de l'infiltration sur certains épisodes pluvieux et la possibilité d'une recharge pluviale annuelle.

Au final, l'origine et le maintien des nappes d'eau douces dans l'aquifère des dunes vives sont issus de **la conjonction de plusieurs facteurs** qui expliquent que ces nappes n'existent que dans un contexte particulier (dunes vives), le long du rivage, dans la zone Nord de la plaine littorale.

- **Une recharge favorisée dans les dunes vives**

La meilleure perméabilité de surface des dunes vives par rapport aux dunes plus anciennes en fait une zone de recharge préférentielle avec une RFU<sub>max</sub> du sol probablement faible. Lors des épisodes pluvieux suffisamment importants, une lame d'eau douce significative peut atteindre rapidement la nappe, à plusieurs mètres de profondeur, ce qui limite la reprise par évaporation directe. Par ailleurs, le faible couvert végétal de ces dunes induit sans doute une reprise par évapotranspiration limitée, plus faible que dans les dunes anciennes.

- **L'absence de flux de la nappe générale vers la mer**

Le nivellement précis de la nappe des dunes vives montre une charge permanente par rapport à la nappe des dunes anciennes à l'Est. De ce fait, il n'existe pas (à ce niveau superficiel de l'aquifère côtier) d'écoulement de la nappe littorale vers la mer. Au contraire, probablement sous l'effet de l'évaporation, il peut même exister un gradient vers l'intérieur des terres. La nappe d'eau douce des dunes vives ne peut donc être contaminée ou chassée par la nappe des dunes anciennes, salée. La faible perméabilité des dunes anciennes limite à l'Est les éventuels écoulements de la nappe des dunes vives vers les dunes anciennes.

- **l'effet dynamique des marées**

Nous avons vu (cf. § V.4.3.4) que le battement de la nappe lié aux marées, induit dans les matériaux de plage peu transmissifs, la création d'un "dôme piézométrique" qui élève le niveau de base de la nappe. Dans les dunes vives, ce "dôme" d'eau de mer piège la lentille d'eau douce et l'empêche de s'écouler vers la mer. L'étude hydrodynamique sur plusieurs piézomètres montre que la lentille d'eau douce est perpétuellement en déséquilibre hydraulique, sous l'influence des marées avec l'alternance d'un gradient vers la mer puis vers l'intérieur des terres. Au final, à l'échelle d'un cycle de 15 jours, le niveau moyen de chaque point d'eau reste le même et aucun écoulement vers la mer n'a pu avoir lieu.

Le balancement perpétuel de la masse d'eau, sous l'effet des marées est à l'origine de l'épaississement de l'interface eau douce / eau salée, qui se traduit par une importante stratification verticale et horizontale de la nappe dans les dunes vives.

Un certain nombre de modélisations avec des solutions analytiques puis numériques ont été réalisées pour approcher les écoulements des nappes en milieu poreux, en bordure de la mer, dans le but particulier de positionner l'interface eau-douce/eau salée. Les quelques travaux de modélisation qui prennent en compte l'effet des marées (Ataie-Ashtiani et al. 1997), confirment les observations que j'ai pu faire. Bien que je n'ai pas eu le temps de le faire, ce type de modélisation en 2D pourrait être réalisée sur notre zone, notamment au sein des dunes vives. Le calage de ce modèle avec mes observations piézométriques devrait permettre d'approcher les paramètres hydrodynamiques des matériaux littoraux.

Ainsi, si l'alimentation des nappes des dunes vives de la bande côtière ne semble avoir qu'une origine pluviale, on peut admettre une origine mixte (pluies et apports karstiques) dans celle de la nappe de la presqu'île de Sarodrano. Nous verrons plus loin comment l'étude hydrochimique permet de confirmer ces hypothèses.

### V.7. Conclusions sur l'étude hydrogéologique de la nappe littorale

Ainsi, la nappe littorale ne présente qu'une faible charge par rapport à la mer. Malgré un très faible gradient général vers la mer, inférieur à 0.36/1000, plusieurs dépressions piézométriques pourraient y exister. Du fait de ses faibles gradients par rapport à la mer, et en fonction des paramètres hydrodynamiques des différents terrains, cette nappe est particulièrement sensible aux variations du niveau de la mer. Dans les terrains qui bordent le rivage, l'oscillation bi-journalière du niveau marin est à l'origine d'une zone de battement de la nappe, de plus en plus importante lorsqu'on se rapproche de la mer. Par ailleurs les variations bi-mensuelles de l'amplitude des marées engendrent des oscillations piézométriques de période 15 jours et de plusieurs cm à dizaines de cm d'amplitude sur l'ensemble de la nappe. A ces oscillations, s'ajoute une tendance annuelle, liée à l'évolution annuelle du niveau moyen de la mer.

L'étude hydrogéologique de la nappe littorale, basée sur la piézométrie, l'hydrodynamique et les principaux paramètres physico-chimiques, met clairement en évidence une différence de fonctionnement de la nappe du Nord au Sud qui, tenant compte de la structure géologique de l'aquifère côtier, permet de proposer les schémas suivant :

Au Sud, nous avons vu précédemment que les grès fracturés étaient présents à faible profondeur, au dessus du niveau piézométrique (cf. § IV.3.1.3). Ainsi, ils constituent un aquifère transmissif, qui intéresse toute la nappe. Les écoulements peuvent donc y être importants sur toute la hauteur, y compris, dans la partie superficielle de l'aquifère. Les points d'eau réagissent de manière significative à la marée, même s'il ne captent pas l'aquifère en profondeur.

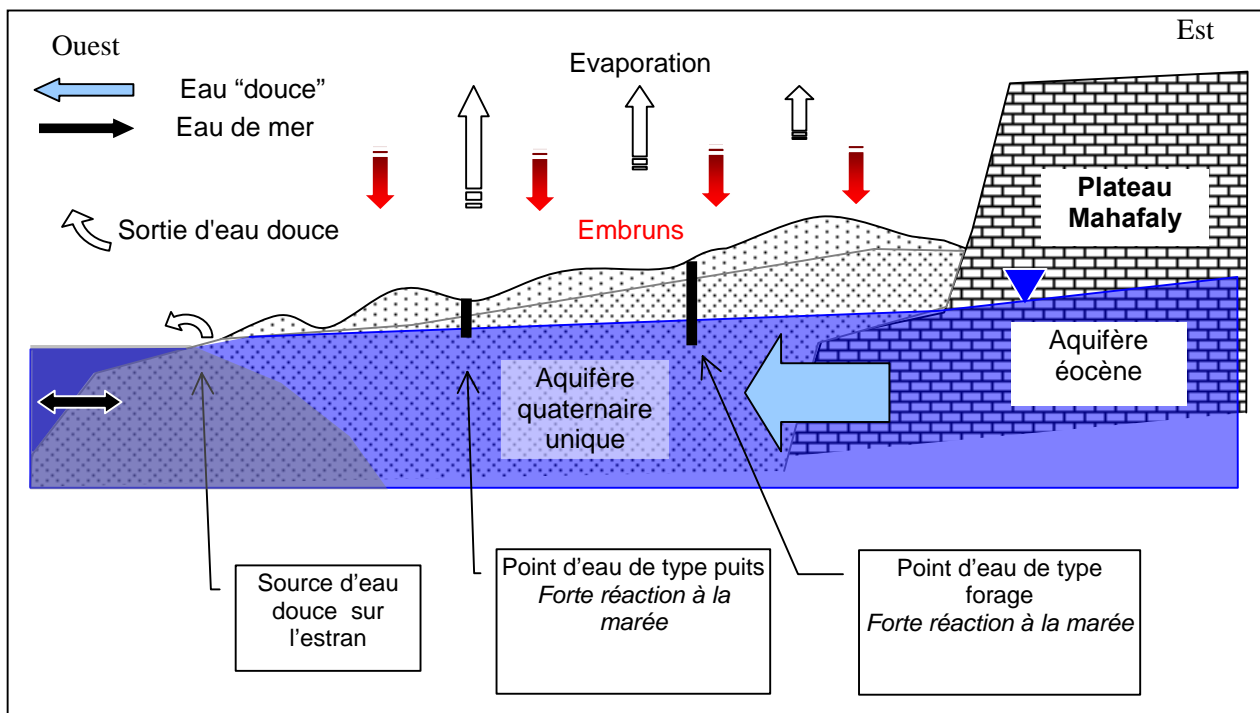


Figure V-43 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique dans le sud de la bande côtière

## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

L'importance de ces écoulements est à l'origine d'un flux sortant d'eau douce, au niveau des sources dans les grès fracturés et "pseudo karstifiés" sur l'estran. Ce flux limite l'influence relative et la concentration des apports de sels par les embruns et repousse l'intrusion marine directe. Du fait de la profondeur relativement importante de la nappe par rapport à la surface topographique dans cette zone, l'évaporation y est vraisemblablement peu efficace. Ces deux facteurs expliquent la faible C.E. des points d'eau dans le sud de la plaine littorale, et le fait qu'elle n'évolue pas significativement, avec la distance à la mer.

Au Nord en revanche, la bande côtière peut être assimilée à un aquifère bicouche (cf. Figure V-44).

L'aquifère supérieur formé de sables, d'argiles et de grès quaternaires non fracturés constitue un milieu poreux peu transmissif. Ces formations qui s'étendent sous le niveau de la nappe sont susceptibles d'y freiner les écoulements. Les réactions piézométriques dues à la marée y sont très vite amorties. La lenteur des écoulements dans cette zone et la faible profondeur de la nappe est propice à la minéralisation des eaux par des phénomènes de concentration des sels (apports des embruns, lessivage, évaporation). Même si on a pu mettre en évidence des indices d'infiltration au sein de cette nappe, la recharge pluviale y semble faible (sauf dans les dunes vives). On n'observe (pour cet aquifère supérieur) aucune sortie d'eau de la nappe en mer et son principal exutoire est l'évaporation sans doute à l'origine de dépressions piézométriques plus ou moins localisées. Ce flux est compensé par des apports :

- (1) d'eau relativement douce, issues du plateau Mahafaly latéralement ou verticalement, par l'intermédiaire de l'aquifère inférieur
- (2) d'eau salée marquant à l'ouest, des intrusions marines plus ou moins poussées suivant les apports du karst et la nature des terrains.

Dans les dunes vives, la conjonction de plusieurs facteurs permet en revanche une recharge significative par les précipitations et la création d'une lentille d'eau relativement douce qui "flotte" sur l'eau saumâtre de la nappe littorale. Les très faibles gradients piézométriques de ces lentilles et leur dynamique, liée à la marée, empêchent l'eau douce de s'écouler vers la mer et permet dans certains cas leur pérennité toute l'année.

Le lac Tsimanempetsotsa fonctionne comme un gigantesque pompage créant une vaste dépression piézométrique, qui draine la nappe du plateau Mahafaly à l'Est, mais aussi la nappe de la bande côtière sur sa bordure ouest. Même si on suspecte une plus forte contribution du karst dans l'alimentation du lac, il est encore difficile de quantifier les apports respectifs de ces deux nappes. Nous avons vu que ponctuellement, lors d'épisodes pluvieux particulièrement importants, le niveau dans le lac est plus haut que celui de la nappe, permettant une inversion temporaire des gradients dans le sens lac-nappe, sur sa bordure sud-ouest. Il n'est pas exclu qu'il existe également un écoulement plus continu du lac vers la nappe, plus au nord, où la charge de la nappe pourrait être plus faible. Dans l'état actuel de l'étude, les données piézométriques ne permettent pas de valider ou non cette hypothèse.

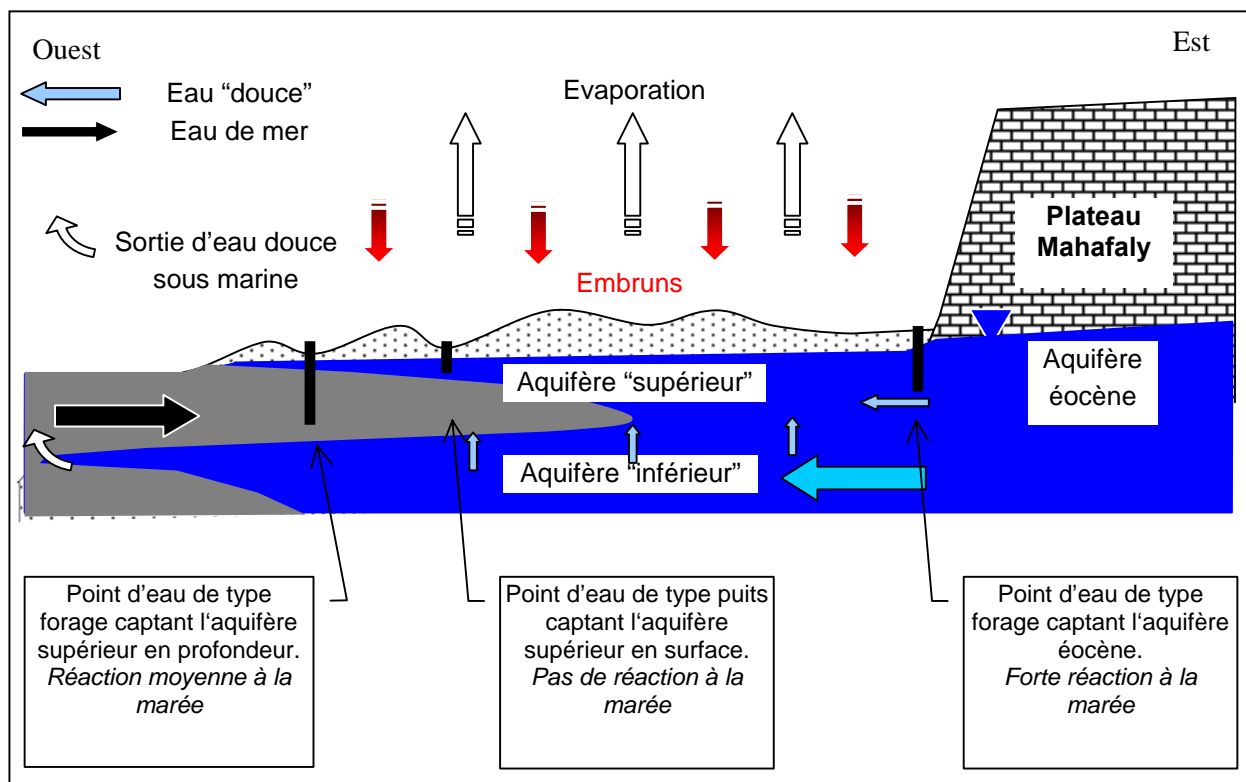
L'aquifère inférieur pourrait être constitué des grès calcaires quaternaires anciens, plus ou moins fracturés, mais aussi du substratum calcaire karstifié. Même si nous n'en avons pas la preuve, on peut penser que les deux existent et que des niveaux gréseux plus ou moins fracturés, à la base du remplissage quaternaire forment sur les calcaires éocènes, une sorte de milieu intermédiaire. Cet aquifère inférieur constitue un milieu très transmissif, permettant d'importantes réactions à la marée dans les points d'eau captant l'aquifère éocène, à l'est. De ce fait, sous la bande côtière, il apparaît comme un aquifère semi-captif par rapport à l'aquifère supérieur.

La minéralisation de la nappe du plateau Mahafaly est plus faible que dans la nappe quaternaire, mais j'ai pu y mettre en évidence des réactions significatives à la marée probablement liées à un phénomène d'intrusion marine par les conduits karstiques. Dans ces conditions, et sachant que la charge de l'aquifère éocène est toujours plus élevée que celle de la nappe de la bande côtière en surface, il pourrait exister en



## HYDROGEOLOGIE DE LA BANDE COTIERE.

profondeur, des sorties d'eau douce en mer, là où débouchent les conduits de l'aquifère inférieur. Cette possibilité sous-entend que la charge dans l'aquifère inférieur est suffisante pour repousser au moins partiellement l'intrusion marine, dans les conduits.



**Figure V-44** : Schéma de fonctionnement hydrogéologique au Nord de la bande côtière

Si on replace la nappe littorale, dans le contexte de la nappe générale, les différences de paramètres hydrodynamiques au sein de la bande côtière, alors que les gradients piézométriques de la nappe ne sont pas significativement différents du Nord au Sud, impliquent, en terme de flux, des écoulements plus importants au Sud. Ceci tend à confirmer les observations faites à partir de la piézométrie de la nappe générale, qui met en évidence une faible alimentation latérale du plateau Mahafaly dans sa partie septentrionale et centrale, alors que les écoulements apparaissent plus importants directement en provenance du socle, dans la partie méridionale (cf. § III.2.1).

Par ailleurs, l'étude de la température des eaux dans la partie sud tend à montrer qu'il existe dans cette région différents apports. Les eaux plus froides qu'on retrouve en profondeur notamment près du lit du fleuve Linta pourrait matérialiser des écoulements rapides, issues de la contribution des pertes et sous-écoulements de ce fleuve.

Nous verrons dans le chapitre suivant, comment l'étude hydrochimique et isotopique des eaux de la bande côtière permet de confirmer ces hypothèses.

*Partie VI. : HYDROCHIMIE*

## **VI.1. Mesures et analyses**

Nous ne disposons au début de l'étude que de très peu de données sur la chimie de l'eau sur notre zone et elles se limitaient souvent à des mesures ponctuelles de la salinité (teneur en NaCl), de la dureté (titre hydrotimétrique) ou de la minéralisation totale. Quelques analyses complètes des éléments majeurs réalisées par Domergue dans les années 1960-70 ont pu être retrouvées dans la bibliographie (Besairie, 1972 ; Hydromad, 1999)

Durant l'étude, plusieurs séries de mesures ont été réalisées :

- en avril 2000, j'ai réalisé une première campagne de prélèvements pour analyses chimiques des éléments majeurs et de la silice, sur 40 points d'eau de la zone du projet, dont une majorité situés sur la bande côtière. Parmi ces 40 échantillons, un vingtaine ont fait l'objet d'analyses des isotopes stables ( $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$ ) et du tritium.
- en décembre 2000, j'ai participé à une seconde campagne de prélèvements de l'AIEA, pour analyses chimiques et isotopiques, au cours de laquelle, une dizaine d'échantillons ont été prélevés, sur la bande côtière.
- en décembre 2001, j'ai réalisé une série d'analyses complémentaires des principaux éléments majeurs (sauf K et  $\text{HCO}_3$ ) et des éléments  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Li}^+$ ,  $\text{Br}^-$ , sur une quinzaine d'échantillons du nord de la bande côtière.
- Récemment (début de l'année 2002), une quinzaine d'analyses chimiques des éléments majeurs (sauf K) sur les derniers forages du projet, dans la zone de Betioky et la vallée de l'Onilahy (sédimentaire ancien), ont pu être faites à Madagascar.

La campagne d'avril 2000 a été confiée au LSTU de la Réunion. Les anions et cations majeurs ont été analysés par chromatographie ionique (Chromatographe Dionex 100), la silice par colorimétrie (spectrophotomètre Uvikon). Les bicarbonates ont été titrés à l'acide.

20 prélèvements de cette campagne ont fait l'objet d'analyses isotopiques et d'analyses des éléments majeurs par l'AIEA. Ces analyses isotopiques ainsi que celles de décembre 2000 ont été réalisées au "Schonland Research Institute" de Johannesburg (Afrique du Sud). Les isotopes stables ont été analysés par spectrométrie de masse, l'activité du tritium a été mesurée au compteur à scintillation liquide (LSC). Les analyses chimiques confiées à l'AIEA ont été réalisées au "Water Lab" de Pretoria (Afrique du Sud) (campagne de février 2000) et à l'INSTN d'Antananarivo (Madagascar)

Les analyses de décembre 2001 ont été réalisées au département de Géosciences de la faculté des sciences de Besançon. Les anions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  et les bromures ont été analysés par Chromatographie ionique (Chromatographe Dionex DX100), les cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ) ainsi que le strontium et le lithium, ont été analysés par spectrophotométrie d'absorption atomique (Spectrophotomètre à flamme, Perkin-Elmer). Ne bénéficiant d'aucune logistique pour cette campagne, je n'avais pas de matériel d'analyse sur le terrain. Sachant que le temps entre les prélèvements et les analyses au laboratoire a été très long (plus d'un mois), les analyses des bicarbonates pour ces prélèvements n'ont pas pu être réalisées.

Les analyses faites par la "Jirama" (eau et électricité de Madagascar) ont fait appel aux méthodes suivantes :

Pour les ions Ca, Cl, Mg et la dureté : Titrimétrie

Pour les ions Na et  $\text{NO}_3$  : Colorimétrie

Pour les ions  $\text{SO}_4$  : Néphélométrie

## HYDROCHIMIE

L'ensemble des points prélevés sur la bande côtière sont situés sur la carte suivante (cf. Figure VI-1) avec un figuré correspondant aux différentes campagnes citées.

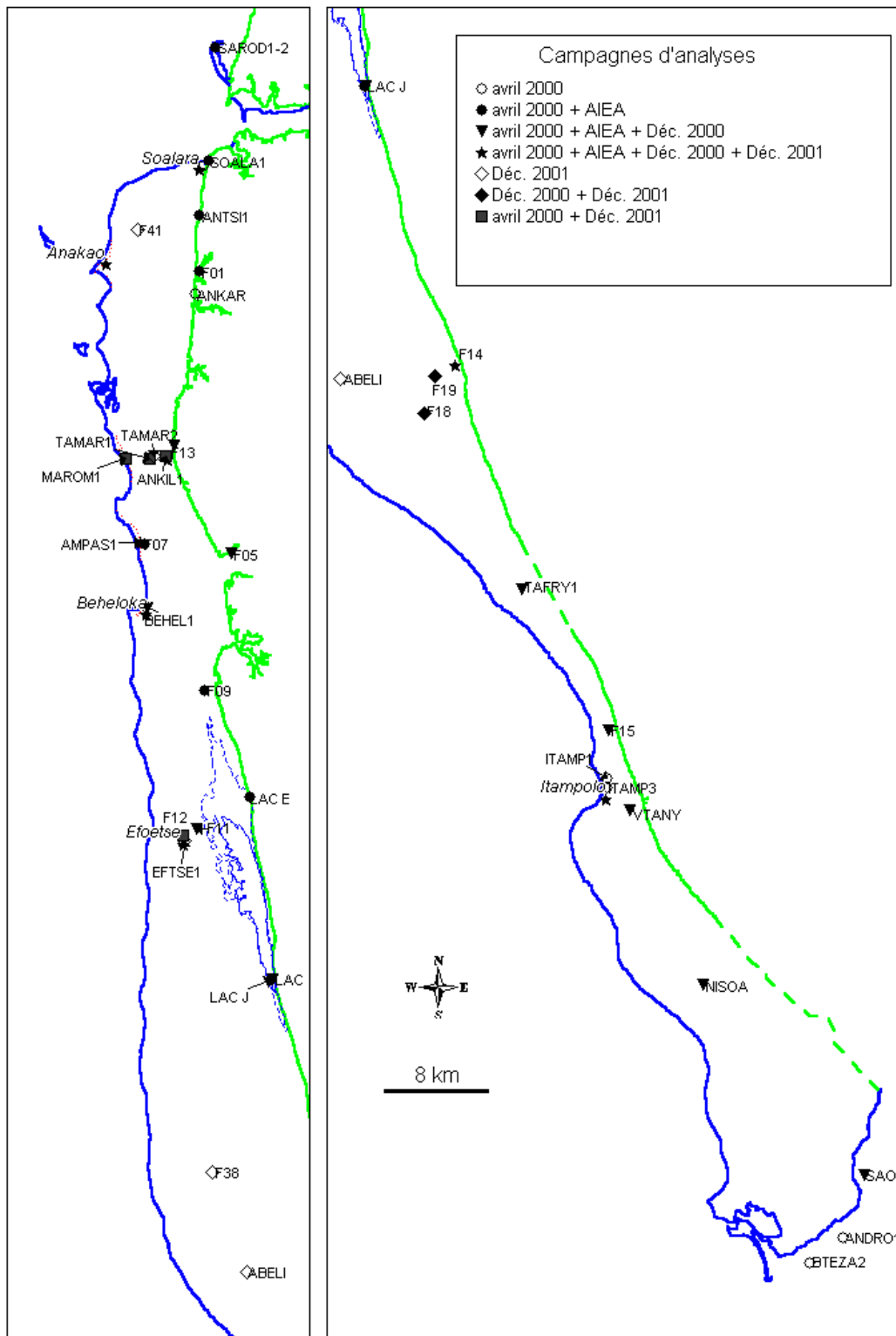


Figure VI-1 : Situation des points de prélèvements sur la bande côtière

J'ai pu disposer par ailleurs d'une série de 40 analyses chimiques et isotopiques de l'AIEA sur des points d'eau de la zone du socle.

Les résultats de ces différentes campagnes d'analyses sont données dans un tableau en annexe 7.

## HYDROCHIMIE

Même si cet ensemble d'analyses peut apparaître globalement important, il constitue une base de données très hétérogène. D'une part, pour chaque campagne, les mêmes éléments n'ont pas tous été analysés et pour certaines il manque des données (paramètres physico-chimiques, bicarbonates...). D'autre part, les techniques d'analyses sont différentes d'une campagne à l'autre et les résultats ne sont pas forcément comparables. Ainsi par exemple, on constate des différences systématiques significatives, entre les résultats des analyses réalisées par le laboratoire de la Réunion et celles réalisées par l'AIEA, sur les mêmes échantillons. De ce fait, l'analyse de ces données ne peut être faite de manière globale dans un premier temps. Il faut considérer les résultats indépendamment, d'une campagne à l'autre.

La campagne d'analyse la plus complète et la plus homogène est la première, réalisée en février 2000 sur 40 échantillons. C'est elle qui constituera le point de départ de l'étude hydrochimique. Les données des autres campagnes seront intégrées au fur et à mesure de la discussion.

## VI.2. Les eaux hors de la bande côtière

Au cours des différentes campagnes, quelques points d'eau hors de la bande côtière ont pu être échantillonnés, pour se faire une idée de la chimie des eaux en amont hydrogéologique de la nappe littorale. Ces analyses concernent :

- quelques nappes de surface, dans la zone d'altération du socle, en bordure orientale du plateau Mahafaly,
- les eaux des deux fleuves bordant notre zone (Onilahy et Linta), en amont
- quelques nappes perchées, sur le plateau,
- les analyses faites sur les forages récents, de la zone de Betioky.
- Les analyses effectuées sur les points d'eau du socle par l'AIEA.

La représentation des résultats de ces analyses sur des diagrammes de Piper et Schoeller montre des faciès chimiques très différents et très variés. (cf. Figure VI-2).

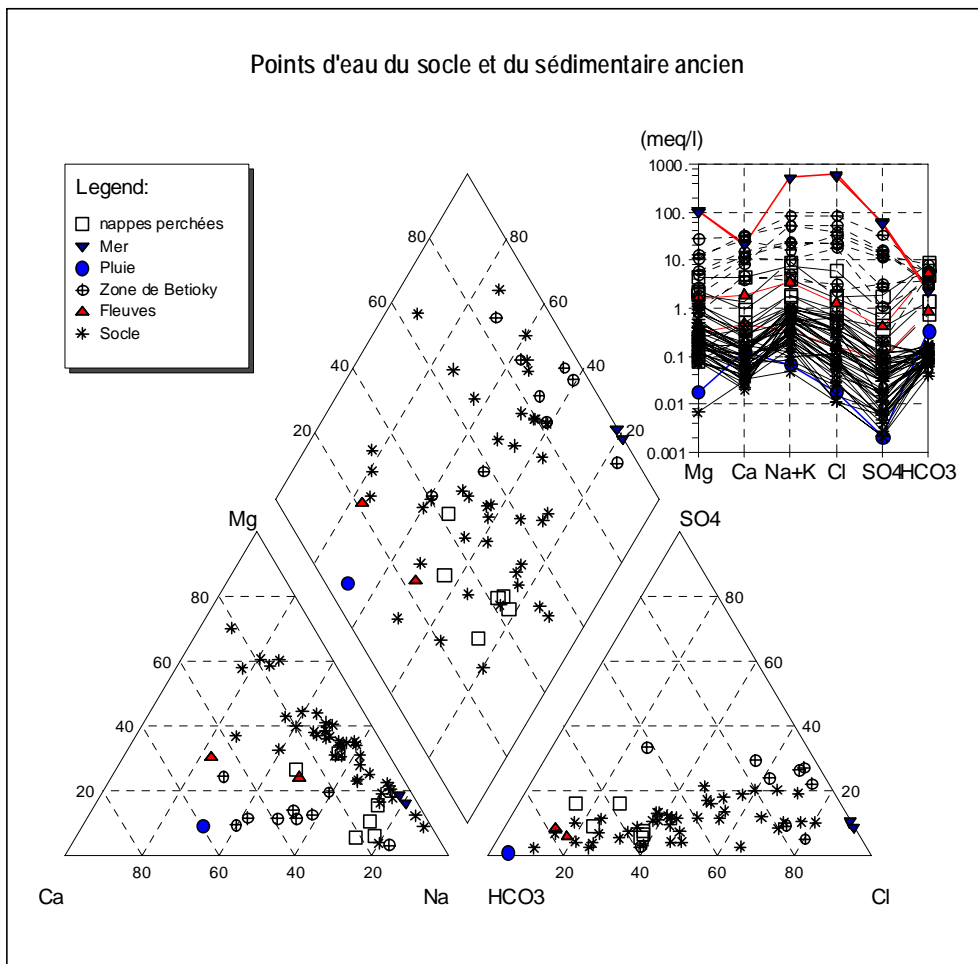


Figure VI-2 : Diagrammes de Piper et Schoeller des points d'eau hors de la bande côtière

Sur les diagrammes des cations, les eaux du socle se répartissent principalement entre un pôle riche en Mg, et un pôle riche en Na, l'ensemble étant relativement pauvre en Ca. Sur le diagramme des anions, ces eaux se répartissent principalement entre un pôle chloruré et un pôle bicarbonaté. Il ne semble pas y avoir de lien entre les anions et les cations, ce qui se traduit par une forte dispersion du nuage sur le diagramme général.

## HYDROCHIMIE

Les eaux de la zone de Betioky montrent une répartition comparable, mais elles sont nettement plus riches en calcium et légèrement plus riches en sulfates, ce qui au final leur confère un faciès chloruré-sodique à chloruré-calcique.

Les eaux prélevées dans les nappes de surface (nappe perchées et altération superficielle du socle), en général faiblement minéralisées, montrent quand à elles un faciès bicarbonaté sodique.

### VI.3. Les eaux de la bande côtière

#### VI.3.1. La minéralisation totale

Comme en témoigne la très bonne corrélation entre ces deux paramètres (Figure VI-3), la conductivité électrique de l'eau, normalisée à 25°C permet d'approcher de manière tout à fait satisfaisante la minéralisation totale des eaux de notre zone.

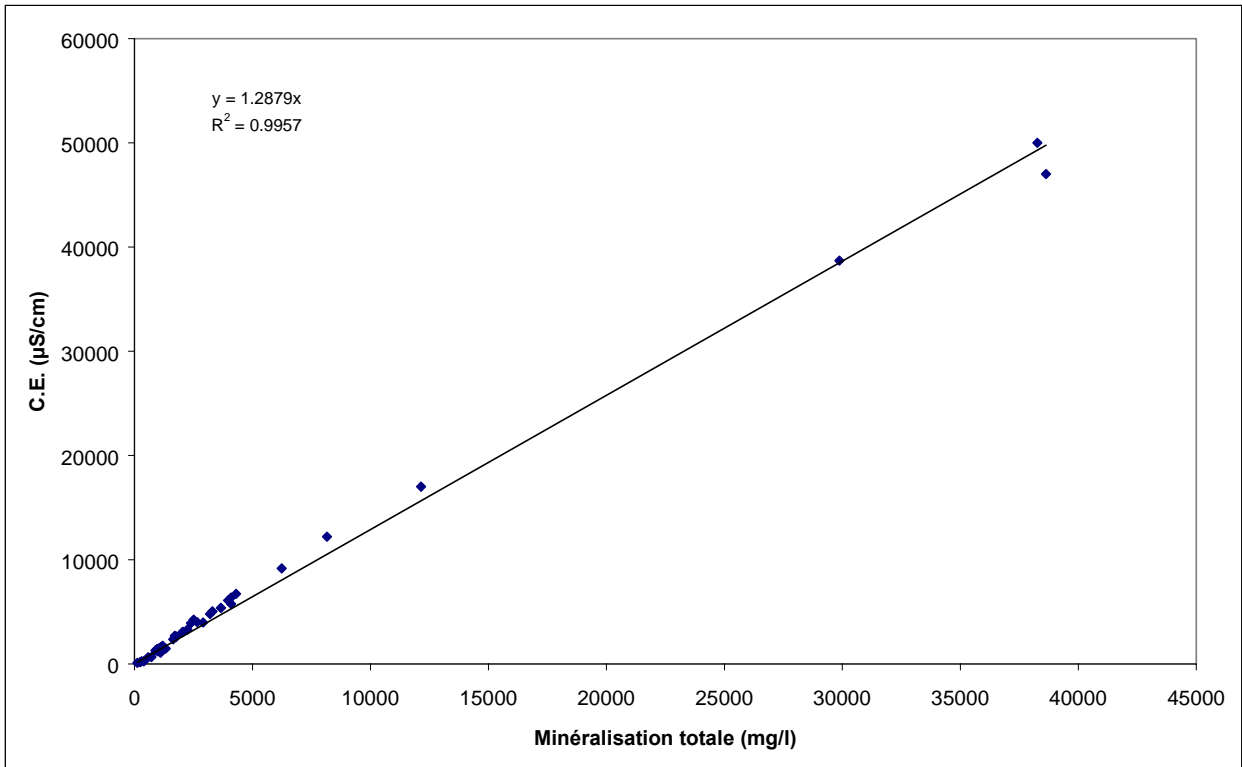


Figure VI-3 : Corrélation entre la minéralisation totale dissoute et la conductivité électrique des eaux (41 échantillons ; campagne février 2000)

La très grande variabilité des C.E. mesurées sur la bande côtière, traduit une très forte variabilité de la minéralisation au sein de la nappe littorale. Pour les 30 échantillons prélevés sur la bande côtière, lors de la campagne d'avril 2000, les minéralisations varient de moins de 1000mg/l (Saodona, proche du lit de la Linta) à plus de 29 000 mg/l (forage F7). Les eaux des deux fleuves ont été échantillonnées à l'est du plateau Mahafaly et elle montrent des eaux relativement peu minéralisées, de l'ordre de 580mg/l pour la Linta et 120mg/l pour l'Onilahy. L'eau de mer a une minéralisation totale de plus de 38 000mg/l.



### HYDROCHIMIF

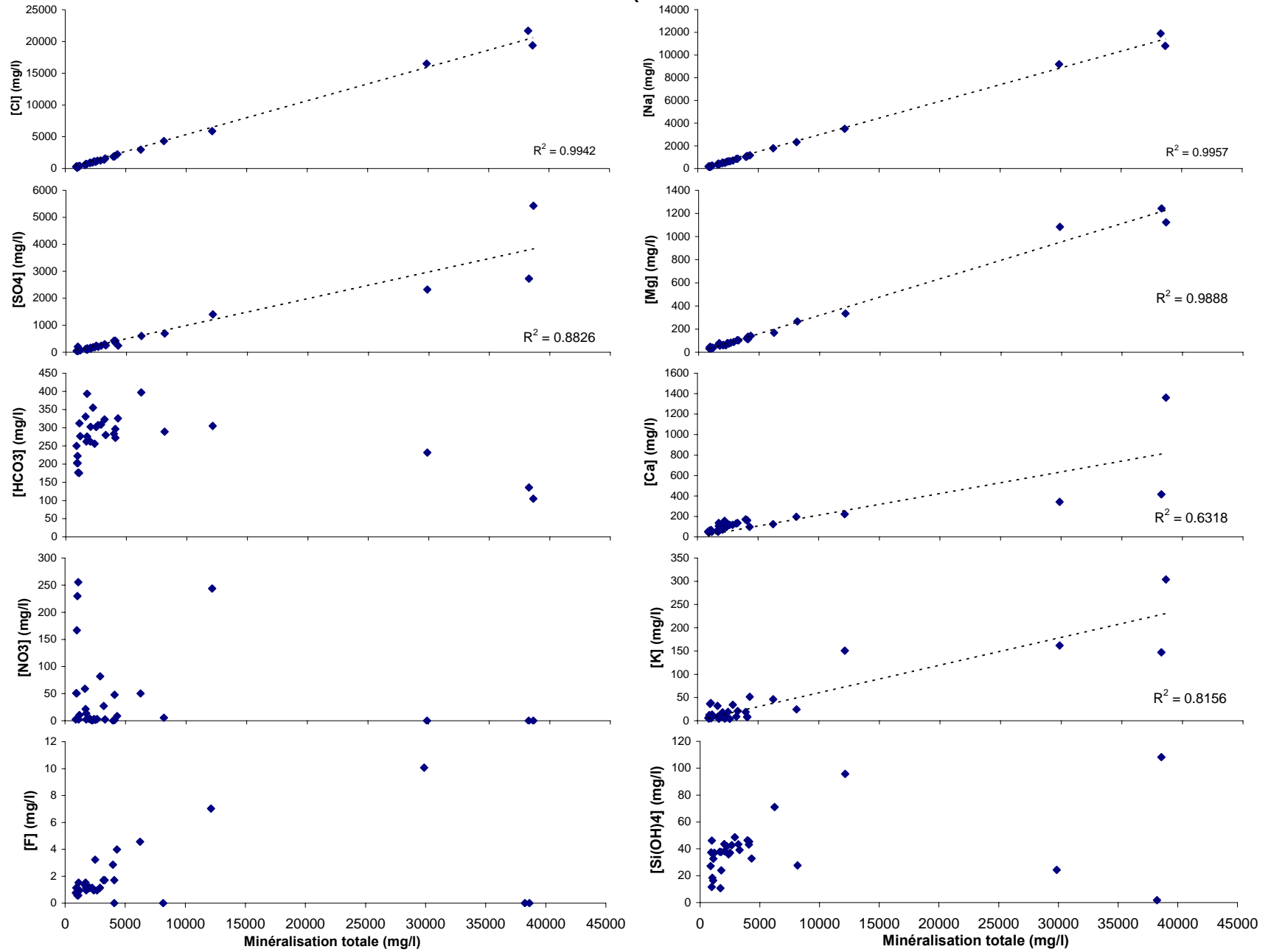


Figure VI-4 : Relation entre les éléments chimiques et la minéralisation totale des eaux de la bande côtière (30 échantillons)

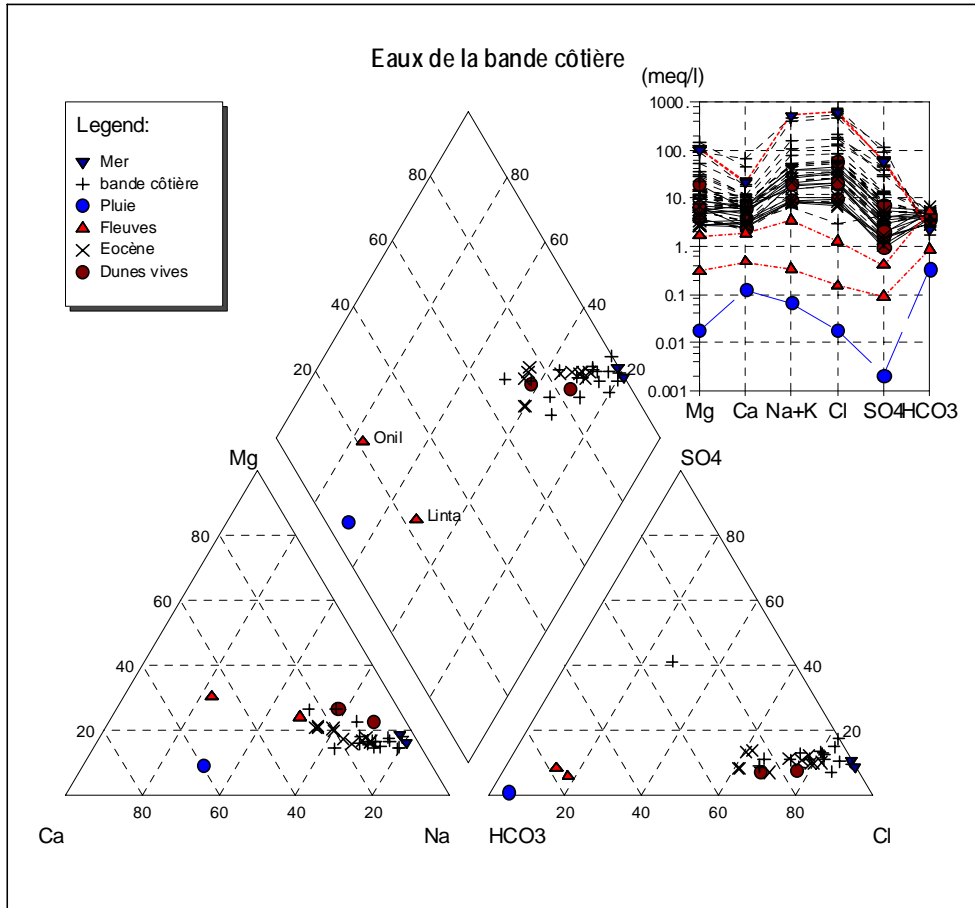
Si on étudie les concentrations des éléments chimiques et leur corrélation avec la minéralisation totale (cf. Figure VI-4), on constate que pour la majeure partie des points d'eau, la variabilité de la minéralisation totale est due principalement aux chlorures et au sodium, avec des coefficients de corrélation respectifs de 0.994 et 0.995. Ces deux éléments sont les principaux facteurs dans la minéralisation de tous les points analysés. Les sulfates et le magnésium dont les concentrations expliquent une part moins importante mais significative de la minéralisation totale montrent également une bonne corrélation. Le calcium, même s'il explique une part significative de la minéralisation totale apparaît relativement plus indépendant. Les bicarbonates, les nitrates, les fluorures qui participent de façon négligeable à la minéralisation totale apparaissent très indépendants. En revanche le potassium même s'il participe peu à la minéralisation totale y est relativement bien corrélé. Le silicium est quant à lui relativement indépendant.

### **VI.3.2. Faciès chimique des eaux**

La représentation sur un diagramme de Piper donne un aperçu plus visuel de ces relations entre les éléments chimiques. Malgré les très fortes variations de minéralisation totale, on constate que l'ensemble des points d'eau de la bande côtière, toute formation confondue (Eocène et Quaternaire), se regroupent dans un nuage relativement resserré, représentatif d'un faciès chloruré sodique, très proche de celui de l'eau de mer. Ceci se traduit sur le diagramme de Schoeller par des segments relativement parallèles mais assez dispersés. Le nuage de points tend à se disperser légèrement à partir du pôle marin, en direction des pôles des fleuves et de la pluie qui montrent un faciès très différent, beaucoup plus pauvre en chlorures. D'après le diagramme de Schoeller, la légère dispersion du nuage est due au  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  pour les cations et à  $\text{HCO}_3^{2-}$  pour les anions.

Seul un point se dégage particulièrement du nuage dans le diagramme des anions, il s'agit du point de Saodona qui présente quant à lui un faciès plus pauvre en  $\text{Cl}^-$  mais plus riche en  $\text{SO}_4^{2-}$ .

## HYDROCHIMIE



**Figure VI-5 : Faciès chimique des eaux de la bande côtière**

### **VI.3.3. Analyse en composantes principales (ACP)**

Pour tenter de préciser les relations entre les éléments et de regrouper les points d'eau ayant le même chimisme, j'ai réalisé diverses ACP centrées réduites. La Figure VI-6 présente ce traitement pour les échantillons de la bande côtière et des eaux de surface environnantes (les fleuves et la mer), à partir des analyses des éléments majeurs et de la silice.

En ce qui concerne les relations entre les éléments chimiques (espace des variables), l'analyse présentée confirme les observations précédentes. L'axe d'inertie principal exprime 60 % de la variance, il est défini positivement par la majeure partie des éléments (Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>) et représente donc un axe de minéralisation. On notera la très bonne corrélation entre les éléments Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, Mg<sup>2+</sup>, qui sont quasiment confondus sur le graphique. L'axe 2 qui exprime 18 % de la variance, est quant à lui essentiellement défini positivement par la silice, le fluorure et les bicarbonates.

## HYDROCHIMIE

Dans l'espace des individus, ces deux axes permettent de différencier les points relativement peu minéralisés, à gauche de l'axe 2 des points fortement minéralisés, à droite de l'axe 2. Le premier groupe est représenté par un nuage assez dense, qui traduit la similitude des faciès chimiques pour la majorité des points d'eau de la bande côtière. Seul le fleuve Onilahy se détache du nuage. Parmi les points les plus minéralisés, la mer et le point de Tanandrenafiry (Tafry1) apparaissent relativement pauvres en silice alors que les points de Tanalamaromena et Ankilimivony sont enrichis en silice. Malgré une minéralisation totale presque équivalente, les points représentatifs du lac Tsimanempetsotsa et du F7 présentent un chimisme sensiblement différent de l'eau de mer.

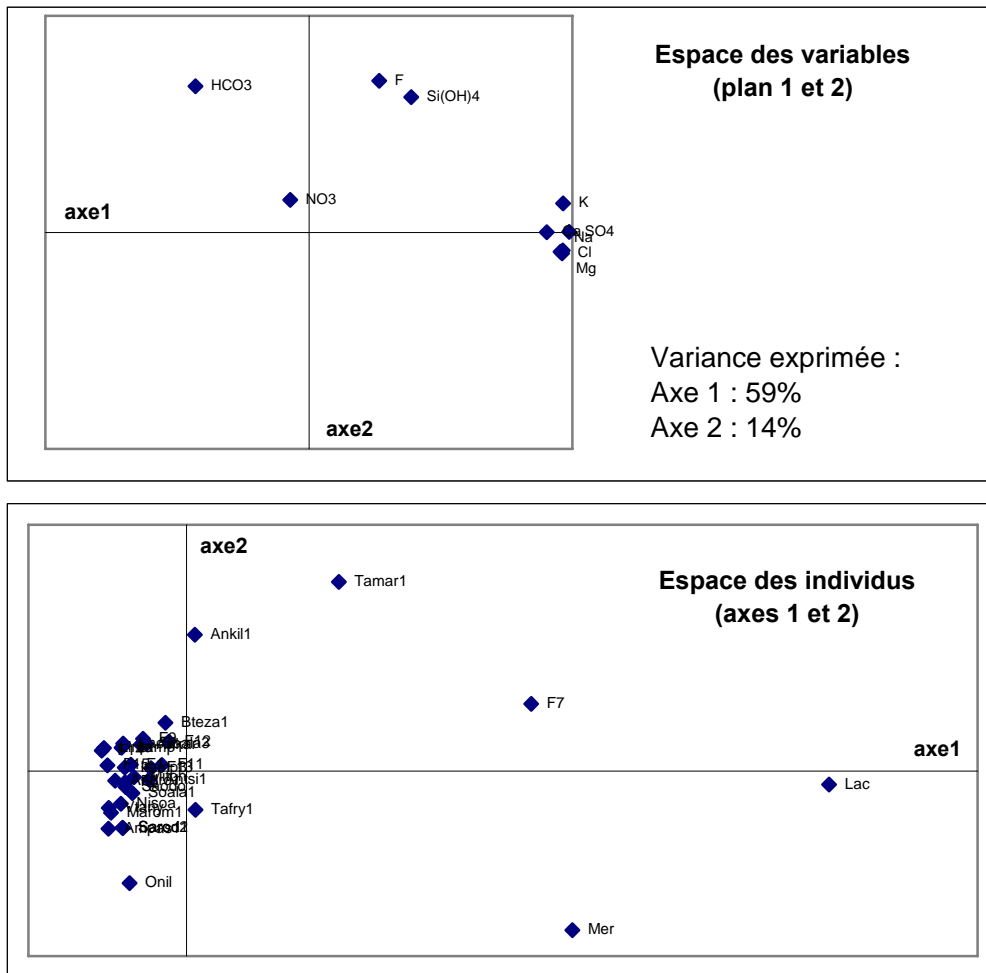


Figure VI-6 : Analyse en composante principale sur les éléments majeurs des eaux de la bande côtière

### **VI.3.4. Saturation vis à vis des principaux minéraux**

Le calcul des indices de saturation a été effectué, avec le logiciel PHREEQC (Version 3.7.42, Waterloo Hydrogeologic ©), à partir des analyses de la campagne de déc. 2000. Ces indices de saturation sont représentés en fonction de la minéralisation totale, pour les eaux de la bande côtière et des eaux de surface (30 échantillons + Onilahy et Linta) sur la figure suivante (cf. Figure VI-7).

Il apparaît que toutes les eaux de la bande côtière sont saturées vis à vis de la calcite et de la dolomite, sauf les eaux de l'Onilahy (prélevées à Tongobory) et de la source de Soalara située à l'embouchure de l'Onilahy (probablement influencée par les eaux de l'Onilahy). En revanche, toutes les eaux de la bande côtière sont sous saturées vis à vis des minéraux évaporitiques sauf l'eau du lac

## HYDROCHIMIE

Tsimanempetsotsa qui est saturé vis à vis du gypse. Ceci peut être mis en relation avec le fait qu'on observe à de nombreux endroits, sur les berges du lac de grandes étendues d'argiles gypseuses blanches. Le fond même du lac est recouvert de vases riches en gypse.

Enfin, toutes les eaux de la bande côtière sont saturées vis à vis du quartz sauf l'eau de mer. Les eaux des dunes vives apparaissent juste saturées vis à vis du quartz ( $IS \cong 0$ ).

# HYDROCHIMIE

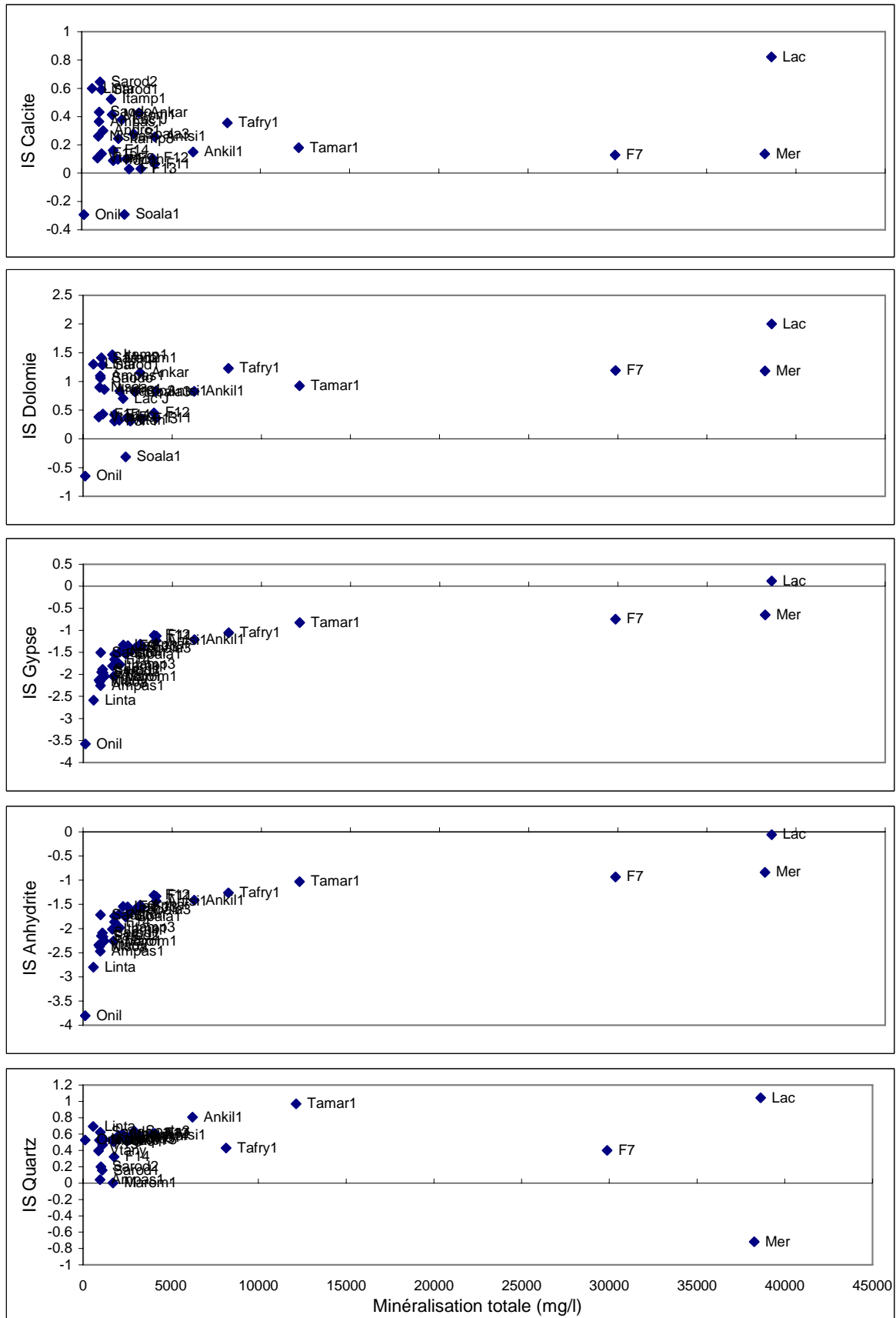


Figure VI-7 : Indices de saturation des eaux de la bande côtière vis à vis des principaux minéraux.

### VI.3.5. Relations entre les éléments chimiques majeurs

Nous avons vu que les eaux de la bande côtière présentent toutes le même faciès de type chloruré-sodique, ce qui rend difficile *a priori* l'identification de traceurs chimiques naturels pertinents, parmi les éléments majeurs. L'étude détaillée des relations entre ces éléments, notamment pour les points d'eau fortement minéralisés va me permettre de préciser les diverses composantes de la minéralisation des eaux de la nappe littorale et de proposer ou valider un certain nombre d'hypothèses sur l'origine de la minéralisation. Dans les paragraphes suivants, j'ai tenu compte principalement des résultats de deux campagnes d'analyses d'Avril 2000 et de décembre 2001.

#### VI.3.5.1. Relation $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$

Les éléments les plus importants des eaux de la bande côtière sont les chlorures et le sodium. Ces deux éléments sont très bien corrélés ce qui permet de suspecter leur origine commune. Le graphique  $\text{Na}^+$  en fonction de  $\text{Cl}^-$ , en méq/l montre que la grande majorité des eaux de la bande côtière ont des rapports  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ , compris entre deux droites. La droite de pente 1, traduisant la dissolution de la halite, et une droite de plus faible pente (0.86), représentative du rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  de l'eau de mer.

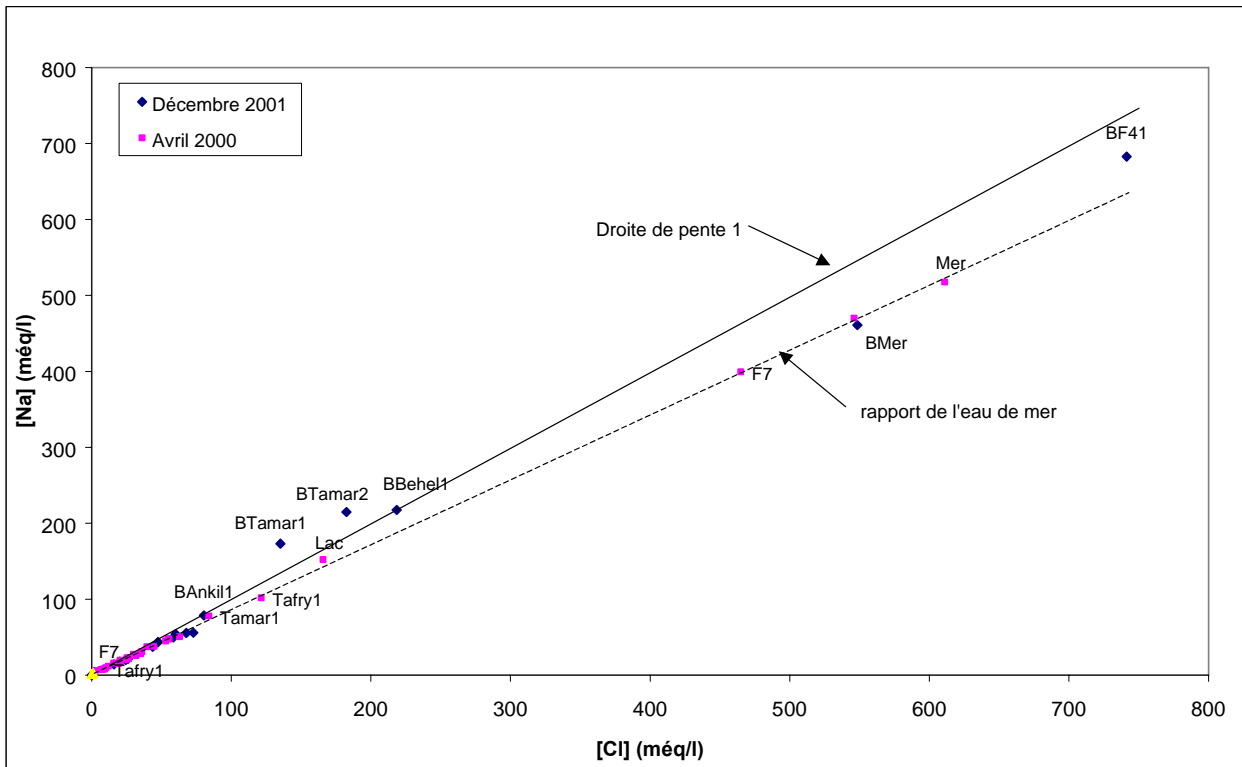


Figure VI-8: Corrélation entre les teneurs en sodium et en chlorures des eaux de la bande côtière

Dans ces deux cas, le  $\text{Cl}^-$  et le  $\text{Na}^+$  ont une origine commune, qui est : soit la dissolution de sel, présent dans l'aquifère ou apporté par les aérosols, soit le mélange avec l'eau de mer.

Les rapports  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  du point F7 et du point "Tafry1" sont très proches de celui de l'eau de mer ce qui tend à mettre en évidence l'influence marine pour expliquer leur forte minéralisation. Si l'hypothèse d'une intrusion marine directe est la plus plausible pour le point F7, distant de seulement 500 m de la mer, cette hypothèse peut apparaître plus problématique pour le point "Tafry1" qui est relativement loin de la mer (2.17 km).

## HYDROCHIMIE

On peut s'étonner du rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  du lac Tsimanempetsotsa, qui est également assez proche de celui de l'eau de mer. Il faut toutefois savoir que ce rapport d'après les analyses de l'AIEA sur le même échantillon serait de 0.92, donc plus proche de la droite de dissolution de la halite. Dans les deux cas néanmoins, il y aurait une proportion significative de NaCl d'origine marine.

Enfin, deux points ne sont pas compris entre les deux droites, avec un excès significatif en  $\text{Na}^+$  par rapport au  $\text{Cl}^-$ , tendant à montrer une origine différente de ces éléments, ou un processus de fractionnement. Il s'agit de deux points (Tamar1 et Tamar2) échantillonnés en déc. 2001, situés à quelques centaines de mètres l'un de l'autre, dans la zone du village de Tanalamaromena. Il faut remarquer que l'excès en  $\text{Na}^+$ , observé sur le point "Tamar1", en décembre 2001, n'apparaît pas de manière aussi significative sur l'analyse du même point d'avril 2000, même si le point correspondant est très proche de la droite de pente 1.

Cet enrichissement en  $\text{Na}^+$  pourrait avoir plusieurs origines :

- (1) La pluie : sachant que nous avons mis en évidence précédemment que des phénomènes de recharge localisée existent sur la bande côtière (notamment au niveau du point Tamar1), cet enrichissement en  $\text{Na}^+$ , pourrait être lié à la pluie. En effet, les analyses effectuées sur un échantillon d'eau de pluie d'une demi-journée, à Beheloka montrent que la pluie peut être enrichie en  $\text{Na}^+$ , avec un rapport,  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  de l'ordre de 3.6. Etant donnée la faible représentativité de cet échantillon, par rapport à l'ensemble des pluies, on ne peut toutefois confirmer cette hypothèse.
- (2) Un phénomène d'échange de base, au sein d'éventuels niveaux argileux du remplissage quaternaire. L'échange ionique entre l'eau et les argiles est susceptible de provoquer la consommation des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  et la libération d'ion  $\text{Na}^+$  dans la nappe (Krimissa 1998, Schoeller 1962). Lors de cet échange, la fixation d'un ion  $\text{Ca}^{2+}$  provoque la libération de deux ions  $\text{Na}^+$ . La vérification de la possibilité de tels échanges ioniques peut se faire par la quantification d'un déséquilibre chloro-alcalin, graphiquement ou par le calcul d'un indice de transfert de base, l'indice ITB (Schoeller 1962). Malheureusement, cette vérification nécessite de connaître la teneur en carbonates des eaux, mesure dont je ne dispose pas, pour des raisons techniques, pour les points concernés (Tamar1 et 2, campagne déc. 2001).

Le graphique suivant (Figure VI-9) représente le rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ , en fonction de la concentration en chlorures, exprimée sur une échelle logarithmique. Cette représentation confirme les observations précédentes mais permet de s'intéresser de plus près aux points dont les teneurs en  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  sont plus faibles. J'ai ajouté sur ce graphique les rapports  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  représentatifs des eaux de surface (Onilahy et Linta).

On constate tout d'abord que les eaux des fleuves sont nettement enrichies en  $\text{Na}^+$ , ce qui est probablement lié à la forte contribution des eaux du socle (altération des silicates) dans leur alimentation. Dès lors, on constate que le point de Saodona (Saodo) a un rapport très différent des autres points, particulièrement élevé (2.2). Ce rapport élevé pourrait confirmer l'hypothèse d'une contribution significative des eaux de la Linta (dont le rapport est de 2.7, à Ejeda) dans l'alimentation de ce puits.



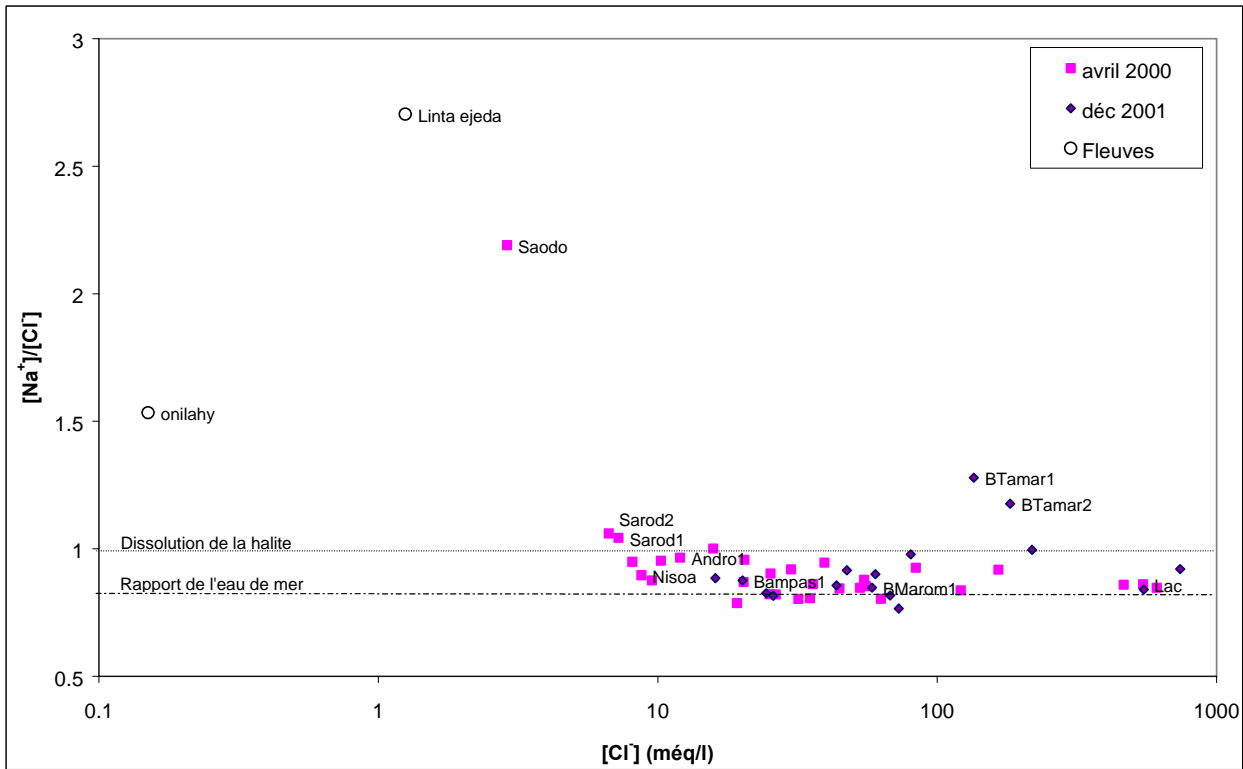


Figure VI-9 : Rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  en fonction de  $\text{Cl}^-$  pour les points de la bande côtière

De même, si les points des dunes vives (Ampas1 et Marom1) sont bien compris entre les deux droites remarquables (dissolution de la halite et rapport de l'eau de mer), avec des rapports proches de celui de l'eau de mer, les points de la presqu'île de Sarodrano (Sarod1 et 2) montrent un excès en  $\text{Na}^+$ . Cette observation tend à confirmer l'alimentation de la nappe de la presqu'île par des apports allochtones. Sachant que des communications karstiques ont été mises en évidence par traçage, entre la vallée de l'Onilahy et la falaise éocène, au N-E de la presqu'île, on peut s'attendre à une contribution significative des eaux de l'Onilahy dans l'alimentation de la nappe karstique et donc de la nappe de Sarodrano. Les fortes teneurs en  $\text{Na}^+$  de l'Onilahy (rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^- = 1.5$  à Tongobory) pourrait alors expliquer l'enrichissement en sodium des eaux de Sarodrano.

Si pour le point de Saodona, l'influence du fleuve Linta semble confirmée, on peut s'étonner du rapport  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  des autres points de la zone sud, (Nisoa, Andro1,) pour lesquels l'étude de la température permettait de suspecter également une contributions des eaux de surface (cf. § V.3.2). Ne montrant pas d'enrichissement en  $\text{Na}^+$ , ce rapport ne permet pas de confirmer une éventuelle influence directe des eaux de la Linta, pour les points analysés, à la période considérée.

### VI.3.5.2. Relation $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$

Nous avons vu précédemment que ces deux éléments étaient relativement bien corrélés et représentaient une part importante de la minéralisation totale des eaux. Cependant si les deux peuvent être des marqueurs d'une influence marine, l'origine continentale de ces deux anions est différente (dissolution du gypse pour le  $\text{SO}_4^{2-}$ , et dissolution de la halite pour le  $\text{Cl}^-$ ). L'étude du rapport entre ces deux éléments peut permettre de mettre en évidence des origines différentes de la minéralisation des eaux.

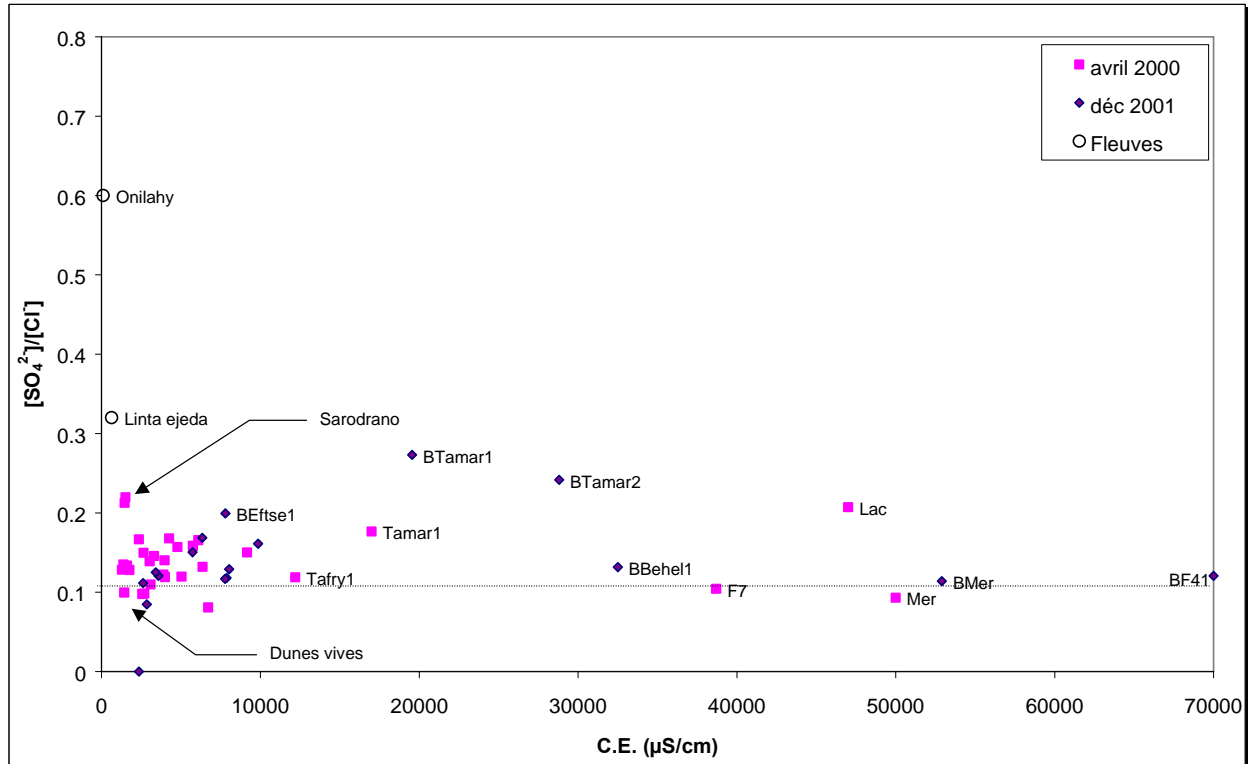


Figure VI-10 : Rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  en fonction de la C.E. des eaux de la bande côtière

On peut remarquer tout d'abord que les eaux de surface (Linta et Onilahy) ont un rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  nettement supérieur à celui de l'eau de mer (de l'ordre de 0.11). Si la majeure partie des points de la zone, présentent un rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  proche de celui de l'eau de mer, indicateurs *a priori* d'une influence marine, certains points plus à l'intérieur des terres montrent un enrichissement significatif en  $\text{SO}_4^{2-}$ . Les points de la région de Tanalamaromena (Tamar1 et 2) montrent les rapports les plus élevés ( $>0.2$ ). Le lac est également nettement enrichissement en  $\text{SO}_4^{2-}$ . Nous verrons plus loin (cf. § VI.5.3), comment l'évaporation et la remise en solution du gypse des eaux du lac peuvent expliquer cet enrichissement. Le point d'Efoetse (Eftse1) est situé relativement proche du lac, à l'ouest de celui-ci, dans une zone déprimée où existent de nombreuses dépressions salées. Celle-ci marquent probablement un ancien chenal de communication entre le lac (constituant alors une lagune) et la mer. L'enrichissement en  $\text{SO}_4^{2-}$  pourrait être lié à ces dépôts lagunaires.

Le rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  du point Tafry1 est très proche de celui de l'eau de mer ce qui tend à confirmer une influence marine prépondérante dans la forte minéralisation de ce point.

Enfin, si le rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  de la nappe des dunes vives apparaît très proche de celui de l'eau de mer, la nappe de Sarodrano apparaît quant à elle enrichie en  $\text{SO}_4^{2-}$ , ce qui est un argument supplémentaire en faveur d'une alimentation d'origine karstique de la nappe de la presqu'île. Si on considère le rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$  des eaux de l'aquifère éocène le long de la bande côtière, on constate qu'il est toujours inférieur à 0.15, alors que celui de l'Onilahy est nettement plus élevé (rapport  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^- = 0.6$  à Tongobory). L'enrichissement en  $\text{SO}_4^{2-}$  de la nappe de Sarodrano confirme donc une contribution significative des eaux de l'Onilahy dans son alimentation, par l'intermédiaire de la nappe karstique, au nord de l'Onilahy.

### VI.3.5.3. Relation $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ .

Si on considère uniquement une origine évaporitique pour les ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  (dissolution de gypse), les rapports molaires de ces deux ions devraient être de 1. Sur la figure suivante, qui représente les rapports  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  des eaux de la bande côtière et des eaux de surface, en fonction de la C.E., on constate

que les eaux faiblement minéralisées sont relativement riches en  $\text{Ca}^{2+}$  avec des rapports  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  nettement supérieur à 1, ce qui tend à montrer une autre origine que les évaporites pour une part significative des ions  $\text{Ca}^{2+}$  (dissolution de carbonates de calcium). En revanche, toutes les eaux dont la C.E. dépasse 8000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  présentent un rapport inférieur à 1. Comme nous l'avons vu précédemment, toutes les eaux de la bande côtière sont saturées vis à vis de la calcite. De ce fait, les faibles rapports  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  des eaux minéralisées peuvent traduire deux phénomènes :

- (1) la précipitation de  $\text{CaCO}_3$ , à l'origine de la grésification des matériaux de la bande côtière.
- (2) le mélange avec l'eau de mer, relativement pauvre en Ca.

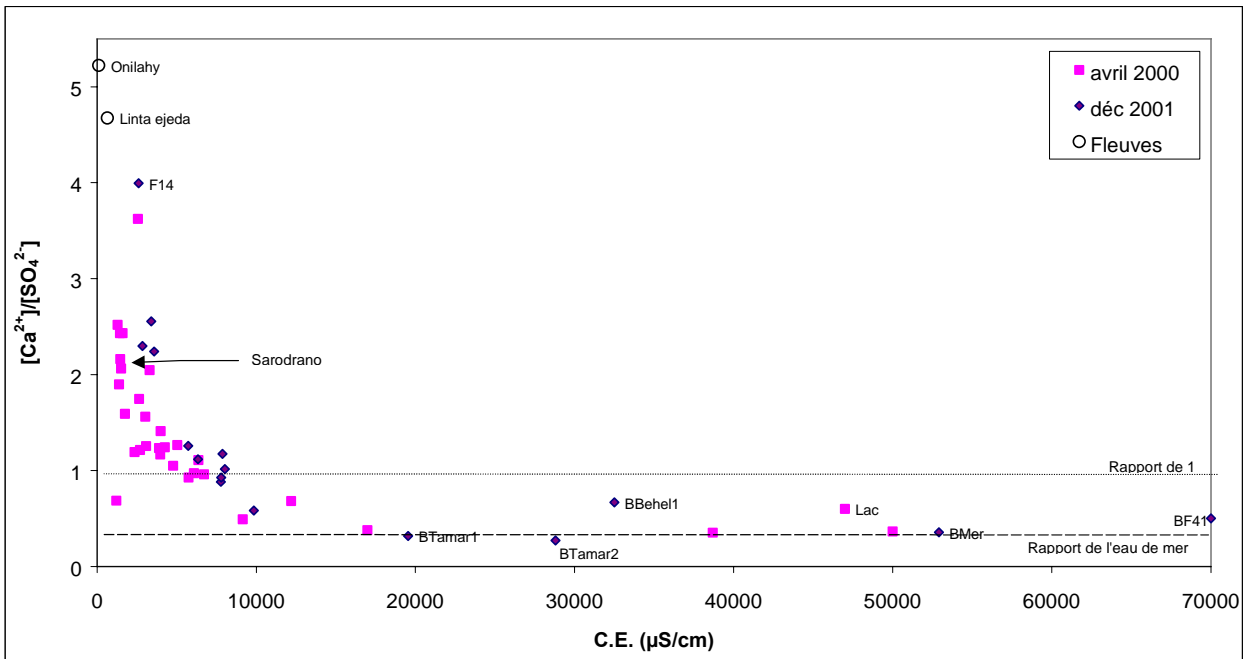


Figure VI-11 : Rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  en fonction de la C.E. des eaux de la bande côtière

Si pour la plupart des eaux minéralisées, le rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  reste supérieur à celui de l'eau de mer, les points de la zone de Tanalamaromena se distinguent à nouveau avec des rapports inférieurs. Cependant, ces faibles rapports ne traduisent pas d'appauvrissement significatif en  $\text{Ca}^{2+}$  mais sont simplement issues de l'enrichissement en  $\text{SO}_4^{2-}$  mis en évidence précédemment.

Si le rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  est relativement élevé pour les points de Sarodrano (2.2), il ne permet pas une distinction avec les dunes vives qui montrent des rapports très variables (2.4 pour Ampasinabo et 1.2 pour Maromena).

Le point de la bande côtière le plus enrichi en  $\text{Ca}^{2+}$  est le forage F14, avec un rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$  supérieur à 3.5, aussi bien en avril 2000 qu'en décembre 2001.

#### VI.3.5.4. Relation $\text{Ca}^{2+}$ et $\text{Mg}^{2+}$

Pour la majorité des points d'eau de la bande côtière, on constate qu'il existe une relation entre le rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ , et la minéralisation totale de l'eau (C.E.) (cf. Figure VI-12). Les valeurs de ce rapport sont maximum, dans les eaux de surface (2.7 dans la Linta et 1.5 dans l'Onilahy). Les points d'eau les plus minéralisés, ont un rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  faible, toujours inférieur à 1, le minimum étant celui de l'eau de mer (0.2). Tous les points dont le rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  est supérieur à 1 correspondent à des eaux dont la conductivité est inférieure à 4500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Si on admet la précipitation de  $\text{CaCO}_3$ , pour expliquer l'appauvrissement en  $\text{Ca}^{2+}$  des eaux fortement minéralisées, le fait qu'on observe la même évolution du rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ , en fonction de la minéralisation des eaux, signifie que même si les eaux de

la bande côtière sont aussi saturées vis à vis de la dolomite, sa précipitation éventuelle reste insignifiante vis à vis de celle de la calcite.

Le fait que les eaux de la zone de Tanalamaromena ne se distinguent pas de la tendance générale (rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  supérieur à celui de l'eau de mer) traduit une similitude des comportements entre  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ . Ceci est *a priori* peu compatible avec l'hypothèse d'échange ionique entre l'eau et les argiles, qui se traduit normalement par un enrichissement en  $\text{Ca}^{2+}$  puis un enrichissement en  $\text{Mg}^{2+}$ .

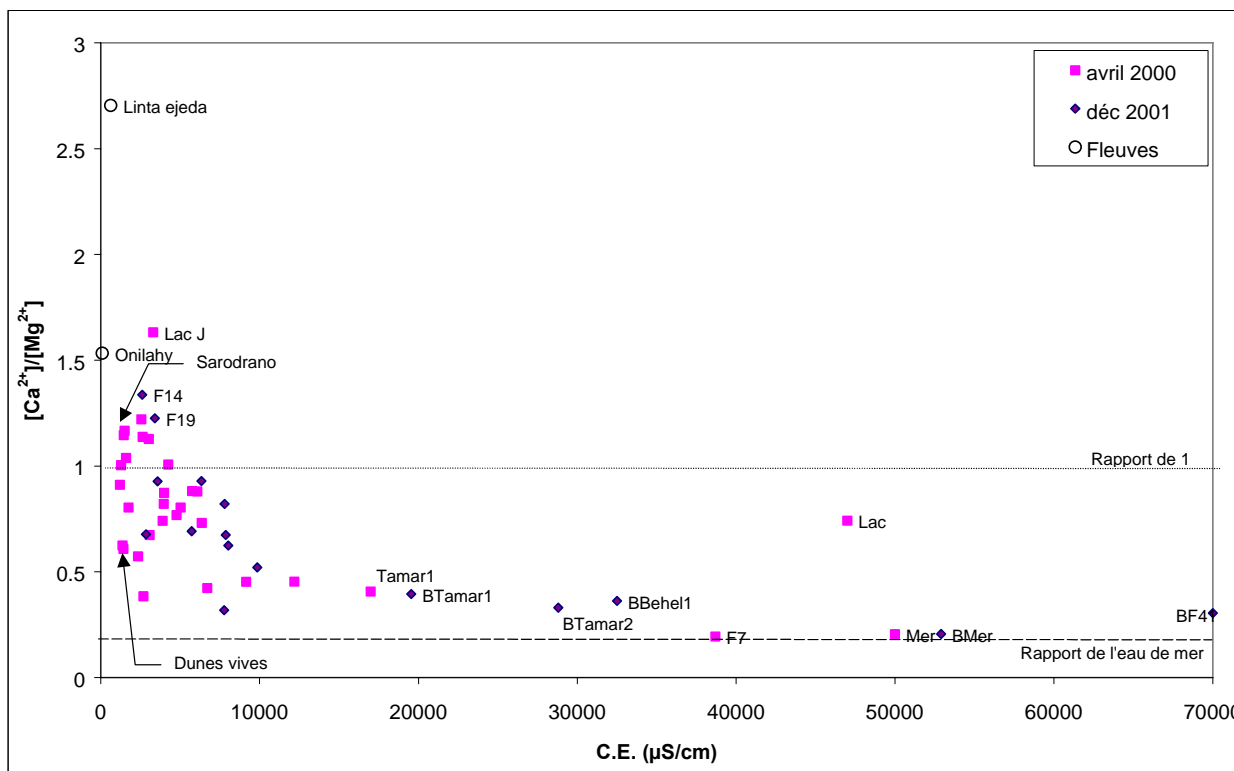


Figure VI-12 : Rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  en fonction de la C.E. des eaux de la bande côtière.

Tous les points qui présentent un rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  supérieur à 1 sont situés au sud du couloir d'Itombona et il s'agit (1) des points qui captent l'aquifère éocène (F15, Vintany, F5), (2) des points situés autour du lac (Mitoho, Lac j, F9), et (3) des points situés au sud du lac, dans la région de Nanohofa (F14, F19), ce qui est confirmé lors des deux campagnes. Les valeurs maximum de ces rapports s'observent au sud du lac (Lac j, F14 et F19). Rappelons que c'est justement entre le lac et la zone de Nanohofa au Sud que l'analyse des images satellite et de la végétation a mis en évidence une bande de terrains particuliers (terrain D2b sur la carte). J'ai évoqué le fait que cette bande de terrain correspondait à l'apparition dans le paysage des didiéracées du plateau, qui présentent une apparente affinité pour les sols calcaires (cf. § IV.2.3.3.2). La densité de ces didiéracées est très importante dans la zone des avens alors qu'elle est plus faible sur le reste du plateau Mahafaly. Nous avons vu que cette zone des avens correspondait à la zone d'affleurement de l'éocène inférieur, au sud du couloir d'Itombona, jusqu'à Itampolo. Aussi, le rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  des points de cette zone pourrait bien être lié au chimisme de ces calcaires, par ailleurs, favorable au développement des didiéracées.

Les eaux du lac Tsimanempetsotsa présentent malgré leur forte minéralisation un rapport  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  relativement élevé (0.74). Nul doute que cet enrichissement en  $\text{Ca}^{2+}$  est dû en partie à la saturation des eaux du lac vis à vis du gypse.

Enfin, on peut constater que si les eaux proches de la mer, et particulièrement des dunes vives, apparaissent pauvres en  $\text{Ca}^{2+}$  ( $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} = 0.3$  à  $0.6$ ), les points de la presqu'île de Sarodrano ont un rapport nettement supérieur à 1, ce qui tend à confirmer une alimentation de type karstique pour la nappe de Sarodrano.

**VI.3.5.5. Le silicium**

Nous avons vu que le silicium montre une certaine variabilité *a priori* indépendante des autres éléments et particulièrement du  $\text{Cl}^-$  qui est l'élément le mieux corrélé à la minéralisation totale. Le silicium est relativement peu réactif avec son environnement ce qui en fait un élément assez conservatif. Sachant que la silice est en très faible concentration dans l'eau de mer mais en concentration significative dans les eaux issues de l'intérieur des terres (altération des silicates), l'étude du rapport des concentrations molaires  $\text{Si}/\text{Cl}^-$  apparaît donc comme un bon traceur naturel pour mettre en évidence la prédominance des apports marins ou continentaux dans la minéralisation des points d'eau.

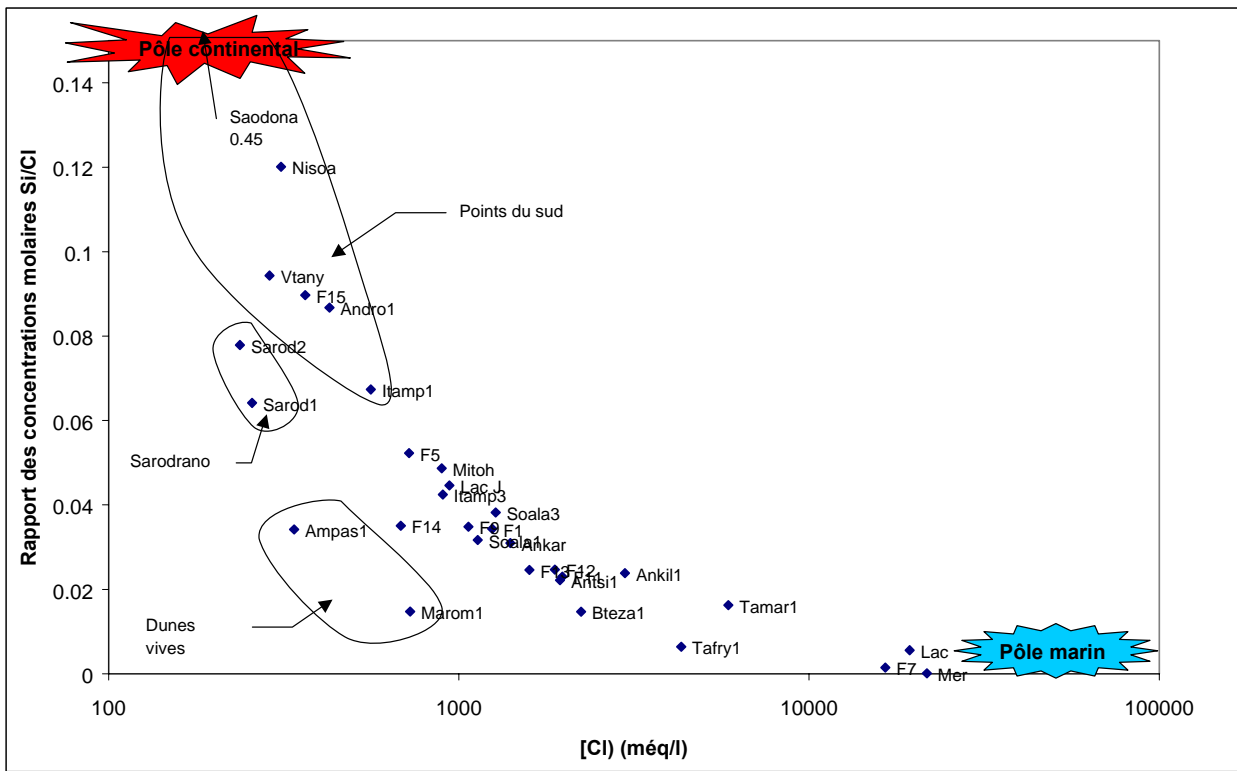


Figure VI-13 : Rapport molaire  $\text{Si}/\text{Cl}^-$  en fonction de la teneur en  $\text{Cl}^-$  des eaux de la bande côtière

La plupart des eaux de la bande côtière présentent un rapport molaire  $\text{Si}/\text{Cl}^-$  relativement faible, inférieur à 0.1, qui est le reflet des fortes concentrations en chlorures des eaux (cf. Figure VI-13). L'ensemble des eaux de la nappe littorale *sensu stricto* (en excluant la nappe de Sarodrano et des dunes vives) se répartissent entre un pôle continental (riche en Si et pauvre en  $\text{Cl}^-$ ) et un pôle marin (pauvre en Si et riche en  $\text{Cl}^-$ ). Les plus forts rapports se rencontrent pour les points d'eau du sud de la bande côtière, avec un maximum à Saodona (0.45). Ceci tendrait à montrer la prédominance des apports en provenance de l'intérieur des terres, et l'éventuelle contribution des eaux de la Linta (rapport  $\text{Si}/\text{Cl}^- = 1.19$ ), pour l'alimentation de ce point d'eau, au détriment de l'influence marine.

Le point de Tanandrenafiry (Tafry1) est relativement pauvre en silice, alors que, pour des teneurs en  $\text{Cl}^-$  plus élevées, les points de la zone de Tanalamaromena (Tamar1 et Ankil1) présentent des rapports  $\text{Si}/\text{Cl}^-$  significativement plus élevés. Sachant que l'eau de mer présente un rapport quasiment nul, ceci pourrait

confirmer un phénomène de contamination marine pour ce point. De même la très faible teneur en silice du point F7 confirme que sa minéralisation est fortement due à l'eau de mer.

Enfin, les eaux issues des dunes vives et de la presqu'île de Sarodrano s'individualisent bien, d'une part de la tendance générale, avec des faibles rapports Si/Cl<sup>-</sup> pour des teneurs en Cl<sup>-</sup> assez faibles, mais aussi entre elles. La nappe des dunes vives apparaît relativement pauvre en silice par rapport à la nappe de Sarodrano. Le rapport Si/Cl<sup>-</sup> plus important sur la presqu'île que dans les points d'eau captant l'aquifère éocène le long de la bande côtière, tend là aussi à confirmer des apports issues de l'Onilahy, plus riches en silice (rapport Si/Cl<sup>-</sup> = 6.58 à Tongobory) dans l'alimentation de la nappe de Sarodrano.

### **VI.3.5.6. Autres éléments**

#### **• Les nitrates**

Il existe dans un certain nombre de puits des teneurs significatives et même très importantes (>200 mg/l) en nitrates. Il n'existe pas de corrélation entre cet élément et les autres espèces. Il faut signaler que de nombreux puits sont utilisés aussi bien pour l'alimentation du bétail (zébus, chèvres, moutons) que pour l'alimentation humaine. Ces puits où convergent les animaux constituent des zones de concentration de la pollution organique azotée qui est alors susceptible d'être lessivée vers la nappe. On peut remarquer à ce sujet que l'ensemble des forages analysés montrent des teneurs en nitrates très faibles (inférieur à 5 mg/l) sauf pour F14 (14mg/l), ce qui tend à montrer que la pollution de la nappe par les nitrates reste soit localisée autour de certains puits, soit qu'elle ne concerne que la zone superficielle de la nappe (captée seulement par les puits mais pas par les forages). La plus forte teneur en nitrates du F14 peut être due au fait qu'il est situé à proximité d'un point d'eau très utilisé pour l'alimentation du bétail. Ce puisard n'est pas busé et il draine les eaux de surfaces temporaires en cas de pluie.

Si cette explication est valable pour les puits de la bande côtière, on peut s'étonner que les teneurs maximum en nitrates se rencontrent sur la presqu'île de Sarodrano (> 250 mg/l). En effet cette presqu'île n'est peuplée que de pêcheurs et il n'y a pas de troupeaux. De même, si le puits concerné par les analyses est relativement proche des habitations, j'ai pu constater qu'il n'y a pas *a priori* de zones de concentrations de produits organiques (latrines, zones de décharge), les villageois se débarrassant de la plupart de leur déchets en les jetant à la mer. On devrait donc s'attendre à ce que la pollution organique sur la presqu'île même, soit relativement limitée. Etant donné les nombreux arguments qui confirment l'hypothèse d'une alimentation karstique de la nappe de la presqu'île, une autre explication serait de considérer une origine plus lointaine de cette pollution par les nitrates, par exemple au niveau des villages de la basse vallées de l'Onilahy où il existe notamment de nombreuses zones cultivées. Je ne dispose pas de données chimiques des eaux de cette zone qui permettraient de confirmer cette hypothèse.

#### **• Les fluorures**

Les teneurs en fluorures restent relativement faibles sur la bande côtière (jusqu'à 0.53 méq/l, pour le point Tamar1) et apparaissent difficiles à interpréter d'autant qu'il y a des différences assez importantes entre les résultats d'analyses faites par les laboratoires de la Réunion et celles faites par l'AIEA.

### **VI.3.6. Apport d'autres traceurs chimiques (Br, Sr, Li)**

Les paragraphes suivants font principalement référence aux analyses des prélèvements que j'ai réalisés en décembre 2001. Quelques analyses de Br<sup>-</sup> et Sr<sup>2+</sup> réalisées par l'AIEA sur quelques points de la bande côtière, à d'autres époques sont également prises en compte.

**VI.3.6.1. Relation Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>**

Tous comme le chlorure, le bromure est un élément "conservatif", c'est à dire qu'il ne participe qu'aux processus de dilution et de concentration mais ne participe pas aux réactions d'oxydoréduction et ne produit pas de précipités insolubles. D'une manière générale, les chlorures et les bromures ont des évolutions parallèles, c'est pourquoi, le rapport entre ces deux éléments est souvent utilisé pour étudier l'origine du chimisme de l'eau notamment en contexte côtier (Fedrigoni et al. 2001, Hsissou et al. 1999, Marjoua 1995, Rabemanana 2002, Winckel 2002, Younsi 2001) Les principales sources de ces deux éléments sont l'eau de mer dont le rapport pondéral est théoriquement voisin de  $3.47.10^{-3}$  (Stumm et Morgan, 1981 in Hsissou, 1999), et l'halite dont le rapport pondéral est théoriquement voisin de  $0.183.10^{-3}$  (Fontes 1976).

D'après les analyses dont je dispose, le rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> de l'eau de mer serait de  $9.294.10^{-4}$  soit 3.73 fois inférieur à celui donné dans la bibliographie ( $3.47.10^{-3}$ ). De même, les concentrations données pour les forages F14 et F19 sont respectivement 3.5 et 3.6 fois inférieures à celles données par les analyses effectuées par l'AIEA sur les mêmes points d'eau, l'année précédente (déc-2000). Ceci suggère une erreur analytique systématique pour les analyses de la campagne de décembre 2001. Une correction d'un facteur de 3.7 a donc été apportée à toutes les analyses issues de cette campagne.

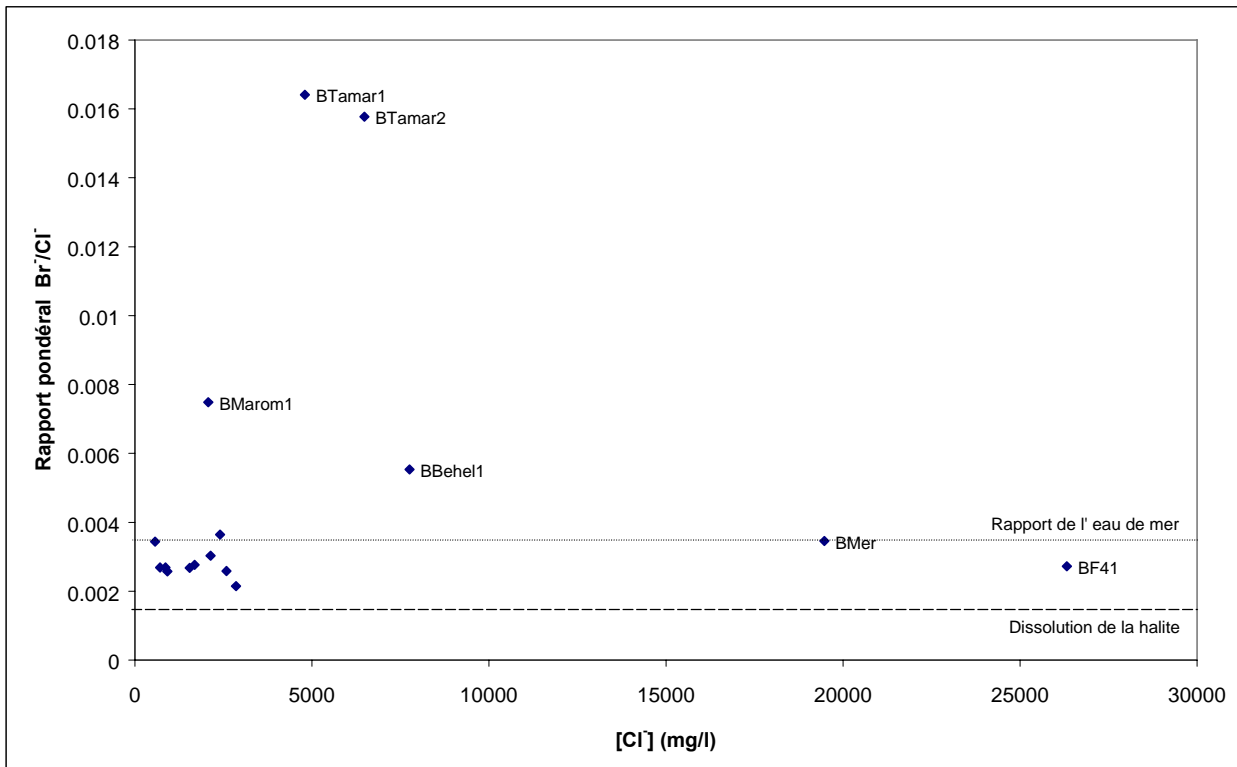


Figure VI-14 : rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> en fonction de Cl<sup>-</sup>

Dès lors, on constate que la majeure partie des eaux de la bande côtière présentent un rapport pondéral Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> inférieur à celui de l'eau de mer tout en restant supérieur à celui qui correspond à la dissolution de la halite (cf. Figure VI-14). Ceci tend à confirmer une influence marine significative sans exclure pour autant la possibilité d'une participation de chlorure issue de la dissolution de halite, dans la minéralisation des eaux de la bande côtière.

4 points montrent en revanche un enrichissement très significatif en Br<sup>-</sup>. Il s'agit des points de la zone de Tanalamaromena (Tamar1 et 2), du point de Maromena (Marom1) à 1 km à l'ouest des deux précédents, et dans une moindre mesure, du point de Beheloka.

Il apparaît donc une anomalie importante des bromures dans la zone de Tanalamaromena, celle-ci s'étendant *a priori* plus à l'ouest, jusqu'au littoral (Maromena). Plusieurs hypothèses pourraient expliquer cette anomalie :

(1) L'enrichissement en  $\text{Br}^-$  par rapport au  $\text{Cl}^-$ , dans les eaux faiblement minéralisées est connu dans les aérosols atmosphériques et peut être expliqué par la ségrégation de ces deux ions vis à vis de la taille des particules (Duce et al 1963 in Winckel, 2002 ; Goni et al. 2001). Le  $\text{Cl}^-$  présentant une affinité pour les plus grosses particules, il est lessivé plus rapidement lors du processus de condensation des gouttes de pluies et de précipitation. Ainsi, l'anomalie en  $\text{Br}^-$  observée dans la région de Tanalamaromena pourrait avoir comme origine, la concentration d'eaux issues d'une recharge météorique. Ceci tendrait à confirmer l'efficacité d'une certaine recharge dans cette zone comme le suggère le suivi hydrodynamique du puits Tamar1 (cf. § V.5). L'anomalie observée à Beheloka, même si elle semble plus limitée pourrait avoir la même origine.

(2) L'augmentation des teneurs en  $\text{Br}^-$  peut aussi être attribuée à l'action de la matière organique qui est capable de stocker et de relarguer du brome dans les eaux d'infiltration à travers les horizons organiques des sols. Cette hypothèse paraît peu probable pour expliquer l'anomalie de Tanalamaromena car le sol de la zone est relativement pauvre en matière organique. D'autres points d'eau entourés de sols plus riches en matière organique n'ont d'ailleurs pas révélé d'anomalies en  $\text{Br}^-$ .

(3) Des rapports  $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$  élevés sont aussi représentatifs d'eaux profondes diluant des saumures. Ainsi par exemple, des rapports  $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$  nettement plus élevés que celui de l'eau de mer sont décrits dans les eaux profondes du réservoir pétrolier du Trias et du Dogger du bassin de Paris (Matray 1988). Nous avons vu qu'il existe à l'Est de notre zone un bassin sédimentaire ancien ; le bassin du Karoo, avec des niveaux charbonniers qui peuvent être associés à des saumures comme en témoignent des remontées d'eau salées dans certains anciens forages pétroliers (Besairie, 1972). Le bassin profond du Karoo se prolonge sous le plateau Mahafaly, aussi l'anomalie des rapports  $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$  dans la zone de Tanalamaromena, pourrait indiquer des remontées d'eau profondes enrichies en bromures, en relation avec le bassin profond du Karoo.

### **VI.3.6.2. Le strontium**

Même si il y existe en proportion variable, le strontium est un élément caractéristique des évaporites car il est toujours associé au gypse, sous forme de célestite ( $\text{SrSO}_4$ ) (Meybeck 1984). En revanche il est intégré en faible quantité dans les roches carbonatées et est peu absorbé par les argiles. Ainsi, un rapport  $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  élevé (1% dans le trias Alpin) est *a priori* représentatif d'évaporites. Ce rapport étant variable d'un type d'évaporite à l'autre, il est souvent utilisé comme traceur naturel pour caractériser l'origine des sulfates (Hsissou et al. 1996).

Les eaux analysées sur la bande côtière ont presque toutes un rapport  $\text{Sr}/\text{Ca}$  inférieur à celui de l'eau de mer (Figure VI-15), qui ne permet donc pas de mettre en évidence l'origine évaporitique des sulfates. 5 points présentent cependant un rapport significativement plus élevé. Il s'agit là encore des points d'eau de la zone de Tanalamaromena (Tamar1-2, Marom1, Ankil1) et du forage F41 très salé.

Sachant que l'eau du forage F41 est plus minéralisée que l'eau de mer et que ce forage capte des niveaux argileux en profondeur, l'enrichissement en  $\text{Sr}^{2+}$  traduit certainement la nature évaporitique des argiles au fond du forage. Ceci permet d'expliquer de plus que le rapport  $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$  de ces eaux ( $\cong 0.003$ ) soit inférieur à celui de l'eau de mer.

En revanche, pour les points de la zone de Tanalamaromena une origine évaporitique est plus paradoxale sachant que ces points sont également enrichis en  $\text{Br}^-$ . Ainsi, à moins d'admettre que seul le  $\text{SO}_4^{2-}$  est d'origine évaporitique et pas le  $\text{Cl}^-$ , cet enrichissement en  $\text{Sr}^{2+}$  pourrait confirmer une contamination de la nappe par des eaux profondes enrichies à la fois en  $\text{Br}^-$  et en  $\text{Sr}^{2+}$ .



# HYDROCHIMIE

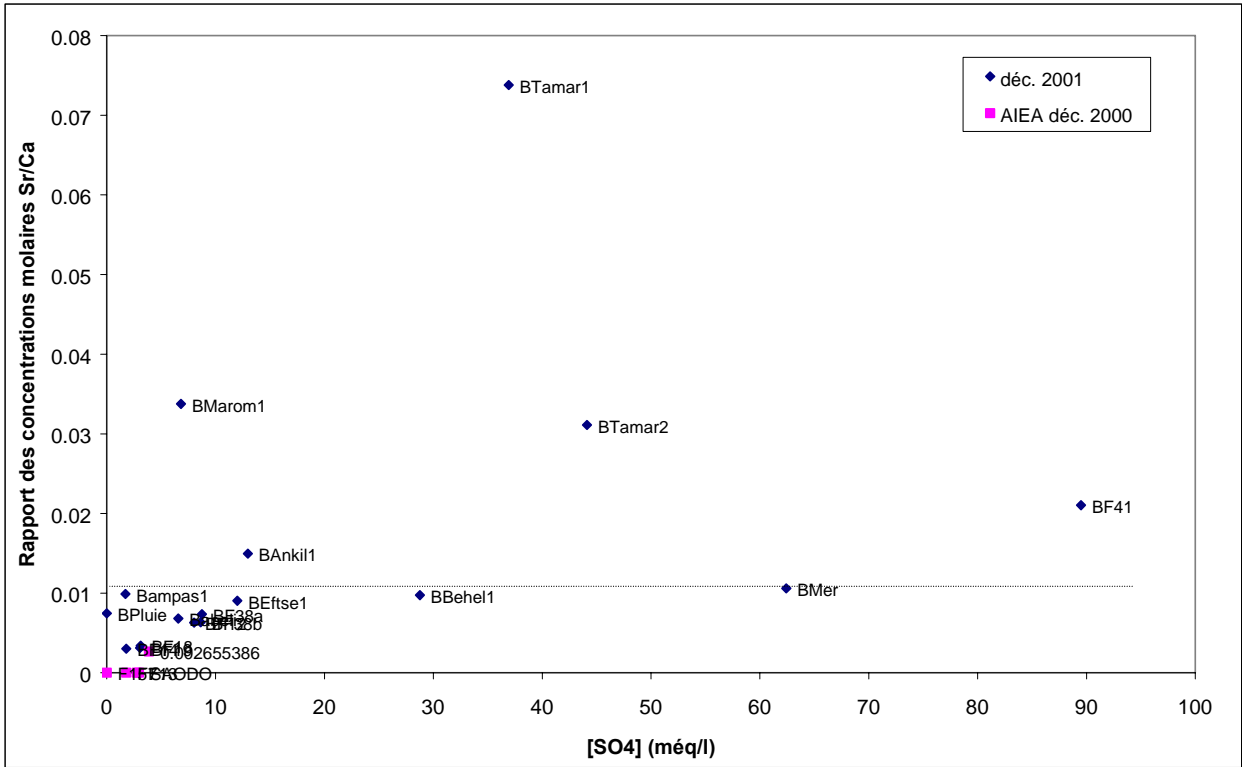


Figure VI-15 : Rapport Sr<sup>2+</sup>/Ca<sup>2+</sup> en fonction de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>

### VI.3.6.3. Le Lithium

Seuls les échantillons prélevés en décembre 2001 ont fait l'objet d'analyses du lithium.

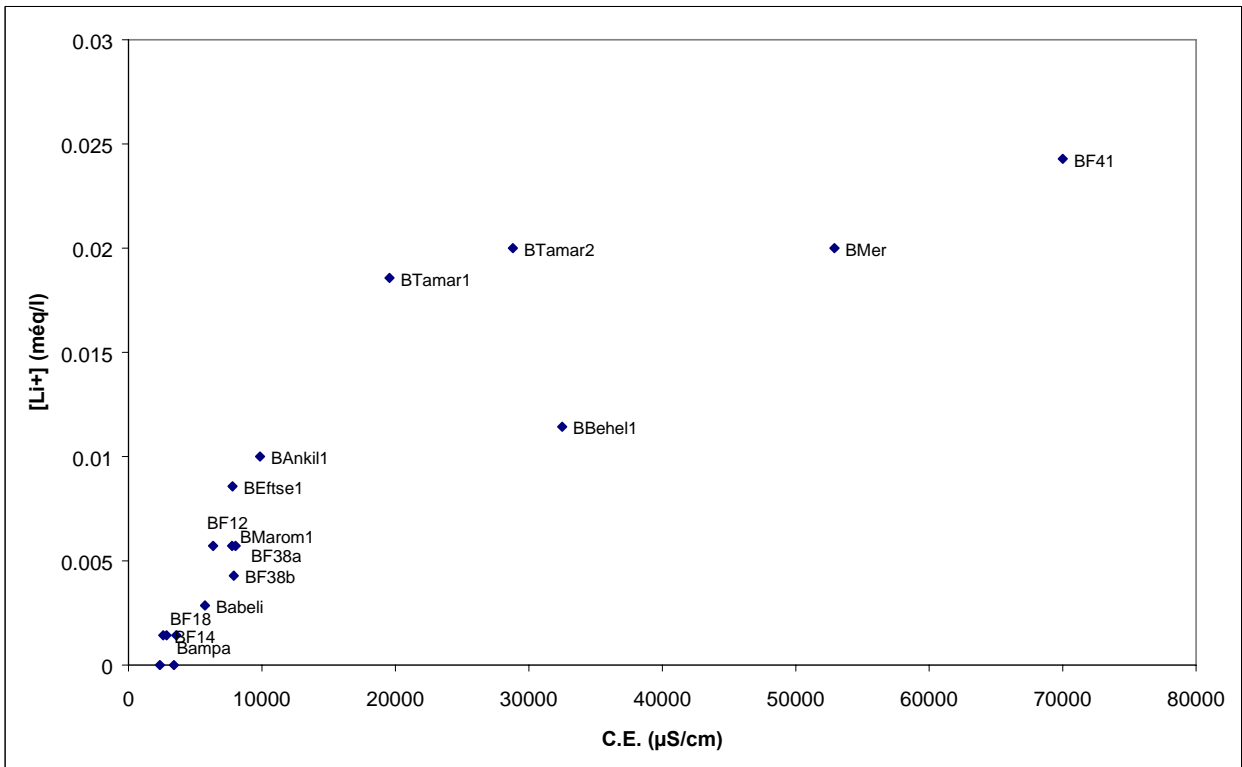


Figure VI-16 : Relation entre le lithium et la minéralisation des points d'eau

## HYDROCHIMIE

La Figure VI-16 montre qu'il existe une assez bonne corrélation en général entre les teneurs en lithium et la minéralisation globale de la nappe. La grande majorité des points d'eau apparaît enrichie en lithium par rapport à l'eau de mer. Cet enrichissement en lithium est difficile à préciser, il peut traduire le mélange en diverses proportions des eaux de la mer avec les eaux de la nappe enrichie en  $\text{Li}^+$  issue des diverses matrices minérales.

Le point de Beheloka apparaît relativement pauvre en  $\text{Li}^+$ . Ce dernier, à une centaine de mètres de la côte pourrait être influencé par la mer de manière importante. En revanche l'enrichissement important en  $\text{Li}^+$  des points de la zone de Tanalamaromena tend à confirmer une faible influence marine pour ces points.

#### **VI.4. Les isotopes de la molécule d'eau**

La molécule d'eau contient plusieurs isotopes qui étant intimement liés à celle-ci sont souvent utilisés comme traceurs hydrogéologiques du milieu. On distingue les isotopes stables, de l'oxygène ( $^{16}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ ), et de l'hydrogène ( $^1\text{H}$  et  $^2\text{H}$ ), et le tritium ( $^3\text{H}$ ) qui lui est radioactif.

Du fait de la bonne conservation de la signature isotopique des eaux, les isotopes stables sont souvent utilisés pour caractériser l'origine des eaux souterraines, notamment en zone côtière pour fournir des informations sur d'éventuels processus de salinisation (mélange avec l'eau de mer, évaporation) (Blavoux & Letolle, 1995). En effet, si la composition en isotopes stables de l'eau de pluie varie en fonction des paramètres géographiques (latitude, altitude, saison), notamment du fait de la température, celle de l'eau de mer reste relativement constante. Ainsi, l'étude des variations de répartition en isotopes stables, dans l'eau, peut permettre de préciser l'origine des masses d'eau et des divers phénomènes qui ont affecté cette répartition (évaporation, condensation, échanges eau/minéral,...). Les variations de teneurs isotopiques sont faibles c'est pourquoi les résultats analytiques sont exprimés sous forme d'une différence exprimée en parts pour mille, noté  $\delta$ , par rapport à une référence qui est dans ce cas la composition isotopique moyenne des eaux océaniques, notée SMOW (Standart Mean oceanique Water), définie par Craig (1961 *in* Fontes, 1976).

L'utilisation du tritium permet en hydrogéologie d'ajouter une échelle temporelle, en tenant compte de sa décroissance radioactive. Le tritium se trouve présent dans la nature avec une proportion moyenne de l'ordre de  $10^{-10}$  ppm (Nicolini, 1982). On exprime sa teneur en unité tritium (U.T.), une U.T. correspond à 1 atome de  $^3\text{H}$  pour  $10^{18}$  atomes de  $^1\text{H}$ . Sa période de demi vie est de 12.3 ans ce qui limite son emploi à l'étude des cycles hydrologiques relativement courts.

##### **VI.4.1. Les isotopes stables ( $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$ )**

Deux campagnes de mesures isotopiques ont pu être réalisées sur la période de l'étude.

Pour tenter de mettre en évidence l'éventuelle influence marine sur la nappe de la bande côtière, j'ai représenté sur la Figure VI-17, les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des points d'eau de la bande côtière, en fonction de la distance à la mer.

La première remarque qu'on peut faire est que sur les 4 points d'eau en commun pour ces deux campagnes (Lac J, F14, F5, Saodo), 2 montrent un enrichissement significatif en  $^{18}\text{O}$  (Saodo, F5), en décembre, alors que les deux autres présentent la même teneur en  $^{18}\text{O}$ . Cet écart (représenté par des flèches sur la figure) pourrait être interprété comme un effet saisonnier lié à la recharge. Les eaux prélevées au milieu de la saison des pluies (déc. 2000) étant moins appauvries en isotope lourd, suggèrent une recharge plus rapide, sans influence importante de l'évaporation, contrairement à celles, plus appauvries, prélevées après la saison des pluies (Avril 2000).

Si on ne tient pas compte des deux mesures, qui présentent cet enrichissement saisonnier, on constate pour les points d'eau de la bande côtière, une certaine tendance à l'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  lorsqu'on se rapproche de la mer. Les teneurs maximum en  $^{18}\text{O}$  se retrouvent pour le forage F7 et pour le points de Tafry I qui, comme nous l'avons vu précédemment présentent une signature chimique marine. En revanche, les eaux les plus appauvries sont celles qui sont le plus loin de la côte (forage F14). On peut donc *a priori* interpréter l'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  des points d'eau proches de la mer par l'influence de la mer dont le  $\delta^{18}\text{O}$  est de zéro.

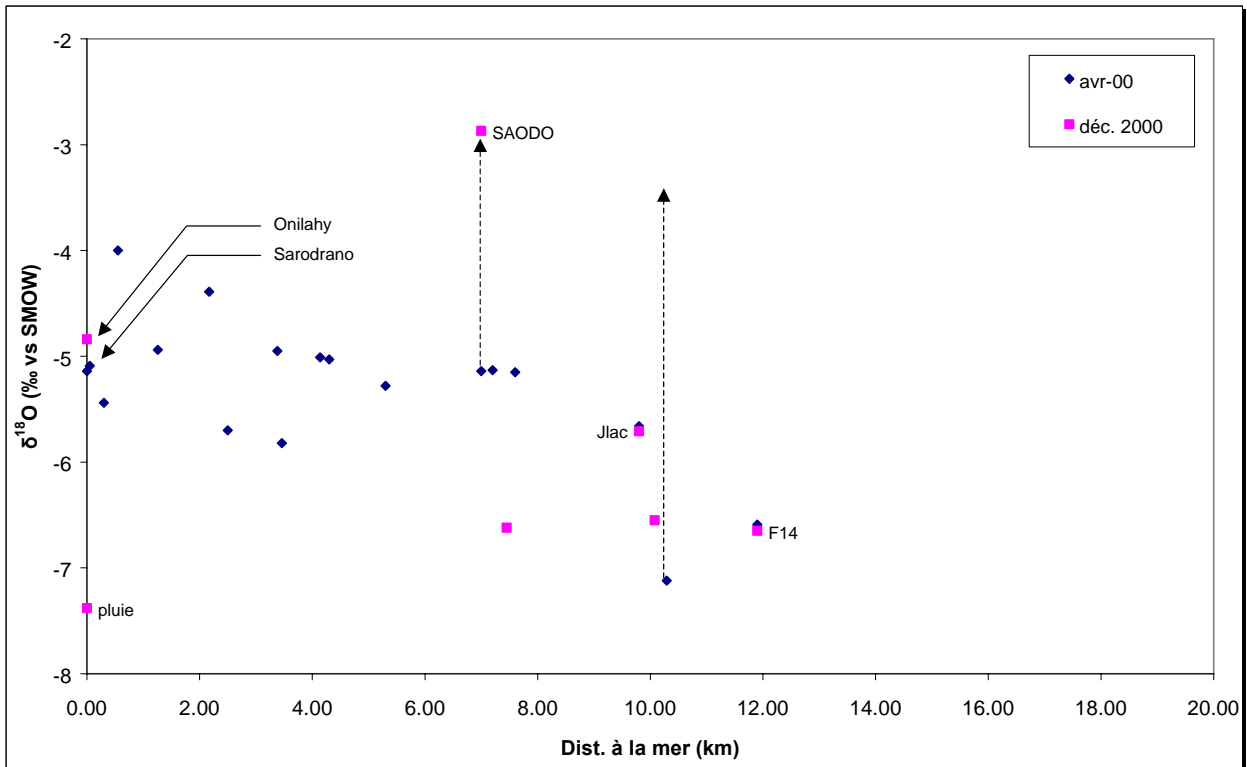


Figure VI-17 :  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux de la bande côtière en fonction de la distance à la mer

Malgré sa proximité immédiate avec la mer, on peut remarquer que la nappe de Sarodrano est relativement appauvrie en  $^{18}\text{O}$ . Même si ces analyses doivent être considérées avec prudence car elle n'ont pas été effectuées à la même période, le fait que le  $\delta^{18}\text{O}$  de la presqu'île (-5.09) soit très proche de celui de l'Onilahy (-4.84) tend à confirmer l'hypothèse d'une contribution des pertes de l'Onilahy. dans l'alimentation de la presqu'île.

Enfin, le lac (non représenté sur la figure) présente des  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  positifs ( $\delta^{18}\text{O} = 3.71$  et  $\delta^2\text{H} = 19.4$ ), montrant un hyper enrichissement en isotopes lourds. Celui-ci traduit vraisemblablement l'évolution isotopique de l'eau des saumures, sous l'effet de l'évaporation. Diverses expériences sur des saumures ont montré qu'au cours de leur concentration, les solutions s'enrichissent en isotopes lourds jusqu'à des teneurs positives élevées. Le maximum est atteint lors de la précipitation du gypse, juste avant la précipitation de la halite (Fontes, 1976 ; Matray, 1988).

Pour confirmer la contribution de l'influence marine dans la répartition isotopique au sein des eaux de la bande côtière, j'ai comparé les relations  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  de ces eaux avec celles qui ont été analysées, sur les terrains du socle, à l'intérieur des terres, là où aucune influence marine directe ne peut *a priori* être envisagée (Figure VI-18). Les analyses des eaux du socles proviennent de plusieurs campagnes d'échantillonnages de l'AIEA, réalisées en début de saison des pluies (nov. 98, déc. 99, nov/déc 2000).

## HYDROCHIMIE

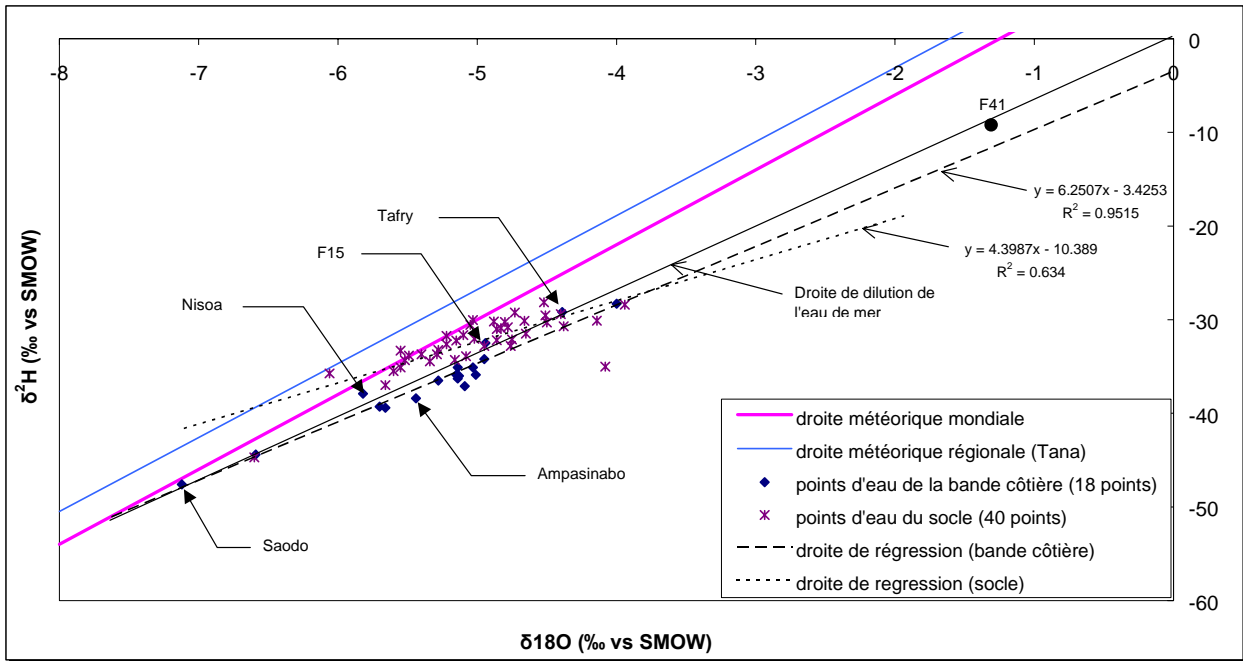


Figure VI-18 : diagramme  $\delta^2\text{H}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  pour les eaux du socle et de la bande côtière

Cette représentation montre que l'ensemble des points analysés sur le socle et sur la bande côtière, sont plus ou moins enrichies en  $^{18}\text{O}$  et appauvries en  $^2\text{H}$  par rapport aux eaux météoriques. On peut cependant s'étonner du fait que malgré une différence d'altitude d'au moins 500m, on ne met pas en évidence d'appauvrissement significatif en  $^{18}\text{O}$  des eaux issues du socle par rapport à celles de la bande côtière et notamment du point d'Ampasinabo, représentatif des eaux précipitées au niveau de la mer (nappe des dunes vives). Ceci pourrait être dû à un très faible gradient  $^{18}\text{O}$  / altitude, masqué de plus par l'effet de l'évaporation. A titre de comparaison, au nord de notre zone, une faible valeur de 0.15/1000 pour 100 mètres a été proposée (Nicolini, 1980). L'auteur attribue ce très faible gradient aux faibles variations de températures avec l'altitude sur la côte ouest de l'île. A cela, il faut ajouter que les deux campagnes d'échantillonnage (socle et bande côtière) n'ont pas été réalisées aux mêmes périodes.

Les eaux du socle déterminent une droite de régression de pente de l'ordre de 4.6, montrant qu'elles sont affectées par l'évaporation avant ou au cours de l'infiltration. Cette pente est du même ordre de grandeur que celle (5.05) déterminée dans les eaux du socle de la région de l'Androy (Rabemanana, 2002)

Les points d'eau de la bande côtière s'alignent sur une droite de pente nettement plus forte (6.6) qui passe proche de l'origine. Cette pente relativement importante traduit vraisemblablement la prédominance de l'influence marine. Si l'on admet que la droite reliant le point le moins minéralisé de nappe littorale (Saodo) et l'origine, représente la droite de dilution de l'eau de mer, on constate que la majorité des eaux de la bande côtière sont situées sous cette droite. Ceci montre qu'en plus de l'influence marine, l'évaporation joue aussi un rôle dans le fractionnement isotopique de ces eaux. Les deux points situés au dessus de cette droite (Nisoa, F15) représentent des eaux faiblement minéralisées du sud de la bande côtière, ce qui confirme une influence marine et une évaporation moindre dans cette zone. Les points Tafry et F41 se situent quasiment sur la droite de mélange avec l'eau de mer, ce qui confirme une forte contribution marine dans leur minéralisation. Les eaux issues du forage F41 sont plus minéralisées que l'eau de mer et nous avons vu que cet minéralisation pouvait avoir une origine évaporitique. La signature isotopique de ces eaux légèrement appauvries en isotopes stables par rapport à l'eau de mer permet de penser qu'il s'agit d'eau de mer ayant dissout des évaporites appauvries en isotopes stables.

**VI.4.2. Le tritium**

Dans l'hémisphère sud, les teneurs en tritium des précipitations sont nettement plus faibles que dans l'hémisphère Nord et présentent de plus une variation annuelle importante dont l'origine est liée au déplacement des masses d'air de la zone intertropicale (Nicolini, 1980). Ceci rend l'interprétation des analyses du tritium relativement complexe. Il est cependant généralement admis que, des faibles teneurs en tritium sont représentatives d'un réservoir à renouvellement relativement lent alors que les eaux issues d'une recharge rapide sont relativement plus riches en tritium.

Sur la bande côtière, les teneurs en tritium relevées sont toute inférieures à 2.5 U.T.

Là encore, on observe une différence entre les analyses effectuées en avril 2000 et celles effectuées en décembre 2000, sur les mêmes points d'eau. Cette différence relativement faible sur le point du lac et sur le forage F14 est en revanche très importante sur le F5. Elle pourrait confirmer l'importance d'une recharge rapide de l'aquifère éocène pendant la saison des pluies (décembre 2000).

De même si on ne tient pas compte de ce point, toutes les eaux souterraines relativement minéralisées de la bande côtière (C.E. > 2500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), ont une teneur en tritium relativement faible, inférieure à 0.6 U.T.. En revanche, les eaux douces présentent une teneur en tritium supérieure à 1. Dans le cas des dunes vives (Ampas1), ceci confirme un processus de recharge météorique de la nappe. Pour Sarodrano (sarod1), ces teneurs élevées sont compatibles avec l'hypothèse d'une alimentation de la nappe liée à des eaux de surface, à savoir les pertes de l'Onilahy. Il n'est pas exclu cependant que les précipitations participent pour une part à l'alimentation de la presqu'île, ce qui pourrait expliquer que les teneurs en tritium y soient plus élevées que celles de l'Onilahy.

Les teneurs relativement élevées, obtenues sur les points Nisao, Saodona, pourraient traduire la contribution des pertes de la Linta dans l'alimentation de la nappe littorale, dans le Sud, quant à l'aven Vintany (Vtany), il est possible qu'il est subi l'influence de pluies ponctuelles, pouvant expliquer sa teneur en tritium légèrement plus élevée que les eaux de la nappe environnante.

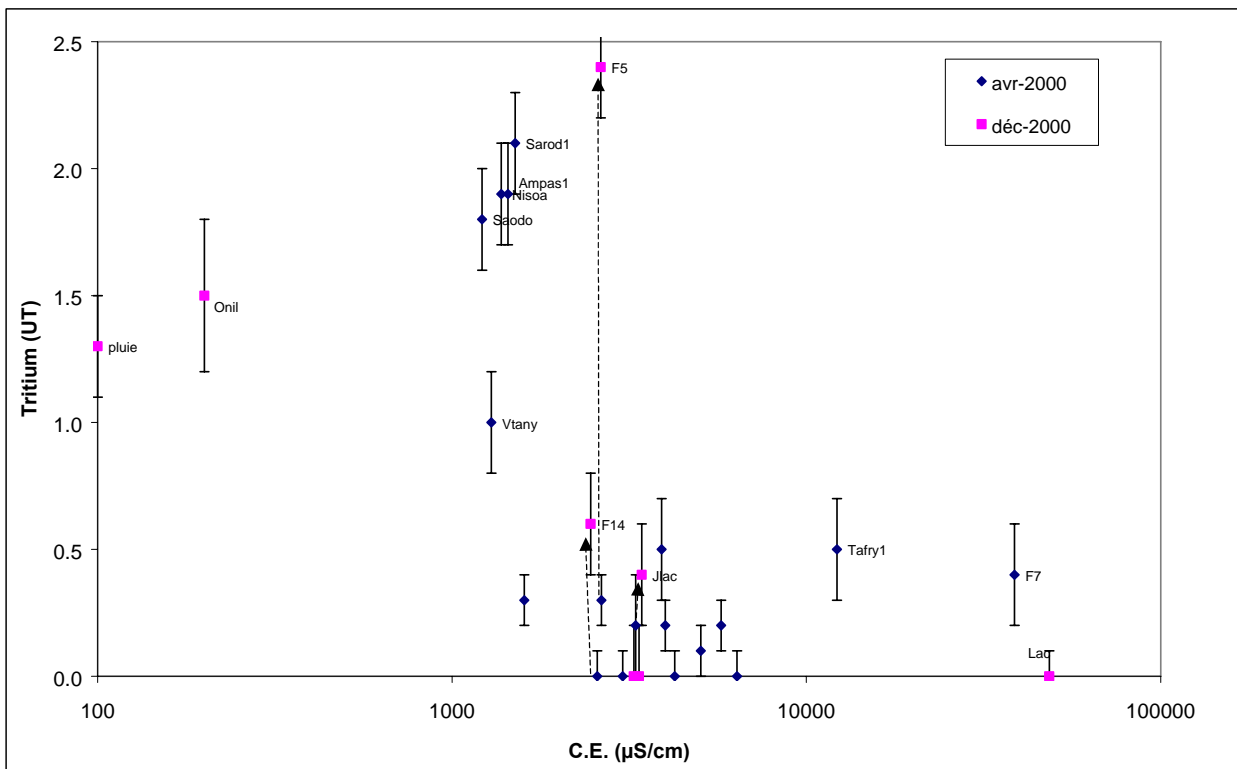


Figure VI-19 : Teneurs en tritium des points d'eau de la bande côtière, en fonction de leur minéralisation

## **VI.5. Discussion sur l'origine de la minéralisation**

Ainsi l'étude des éléments chimiques majeurs des eaux de la bande côtière montre que la nappe littorale a d'une manière générale une signature de type marine, aussi bien au sein de l'aquifère quaternaire que de l'aquifère éocène, à plusieurs kilomètres de distance de la mer. Si certains indices hydrodynamiques permettent de confirmer le phénomène d'intrusion directe d'eau de mer pour des points relativement minéralisés et proches de la côte et pour certains points de l'aquifère éocène en profondeur, la forte minéralisation d'autres points, en surface et éloignés de la mer permet de suspecter d'autres sources de minéralisation comme les aérosols et la concentration par évaporation. Le chimisme du lac Tsimanempetsotsa est un peu particulier et traduit l'influence de l'évaporation, cependant il pose le problème de son éventuel rôle dans la contamination de la nappe côtière et doit être discuté. Enfin, les points d'eau de la zone de Tanalamaromena présentent une anomalie chimique notamment au niveau des éléments traces. Cette anomalies pourrait être liée à une origine lointaine et profonde de la minéralisation de la nappe littorale dans certaines zones.

### **VI.5.1.L'intrusion marine**

Nous avons vu précédemment que les gradients hydrauliques de la nappe littorale étaient particulièrement faibles. De ce fait, le phénomène d'intrusion du "biseau salé" est susceptible d'être un facteur important de la minéralisation de la nappe. La forte minéralisation et la signature chimique et isotopique de quelques points, comme le forage F7 confirme ce phénomène proche de la mer.

La signature chimique et isotopique des points éloignés de la mer, et particulièrement au sein de l'aquifère éocène, est également de type marine. Sachant que cette nappe est à l'abri de l'évaporation (niveau à plus de 50 m de profondeur sous le niveau du sol), on ne peut pas admettre le simple lessivage éventuel des sels apportés par les embruns pour expliquer la minéralisation parfois importante de cette nappe (>3000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).

Par ailleurs, l'étude hydrodynamique des points d'eau a démontré qu'il existait des oscillations piézométriques accompagnées par des variations synchrones de la conductivité électrique dans la nappe du plateau. Celles-ci traduisent l'existence sous la bande côtière, d'un aquifère très transmissif, favorisant le phénomène d'intrusion marine vers l'intérieur des terres.

Ainsi, on peut expliquer en partie l'origine de la minéralisation de type marine, de l'aquifère éocène, par un phénomène d'intrusion marine localisée sur certains conduits karstiques, sous la bande côtière.

La minéralisation du point de Tanandrenafiry à 2 km de la mer, pourrait traduire un phénomène de remontée de l'interface eau douce / eau salée, au sein de l'aquifère gréseux quaternaire. En effet, ce point présente lui aussi une signature chimique et isotopique franchement marine, mais il s'agit d'un puits creusé dans les grès, captant une faible tranche d'eau, dans la partie superficielle de la nappe, à 18 m de profondeur. Il existe de plus à 1 km à l'ouest de ce puits (normalement à l'aval hydraulique), un autre puits beaucoup moins minéralisé ainsi que des sources d'eau douce sur le littoral. Il faut donc considérer un phénomène localisé, de remontée de l'interface, qui peut être lié au fait que ce puit est très sollicité.

### **VI.5.2.Apports des aérosols et embruns marins**

Pour essayer de quantifier les apports dus aux aérosols et embruns marins, dans la minéralisation de la nappe, j'ai effectué le suivi de la minéralisation des eaux de pluies, récupérées sur les trois pluviomètres

de la zone. Partant du principe qu'une certaine quantité de sels se dépose même hors des épisodes pluvieux, chaque épisode pluvieux rinçant le pluviomètre, les mesures effectuées comptabilisent les apports de l'épisode pluvieux et ceux issues de la période le séparant de l'épisode précédent. Pour les eaux de pluie, les plus minéralisées, j'ai pu réaliser quelques analyses des chlorures à partir d'une trousse de terrain (Palintest). Ces analyses m'ont permis de vérifier dans un premier temps la corrélation entre la concentration en chlorures et la C.E. des eaux (cf. Figure VI-20). Celle-ci s'avère hautement significative pour les 14 échantillons de pluie analysés, ce qui autorise la reconstitution des teneurs en Cl<sup>-</sup> à partir des valeurs de C.E..

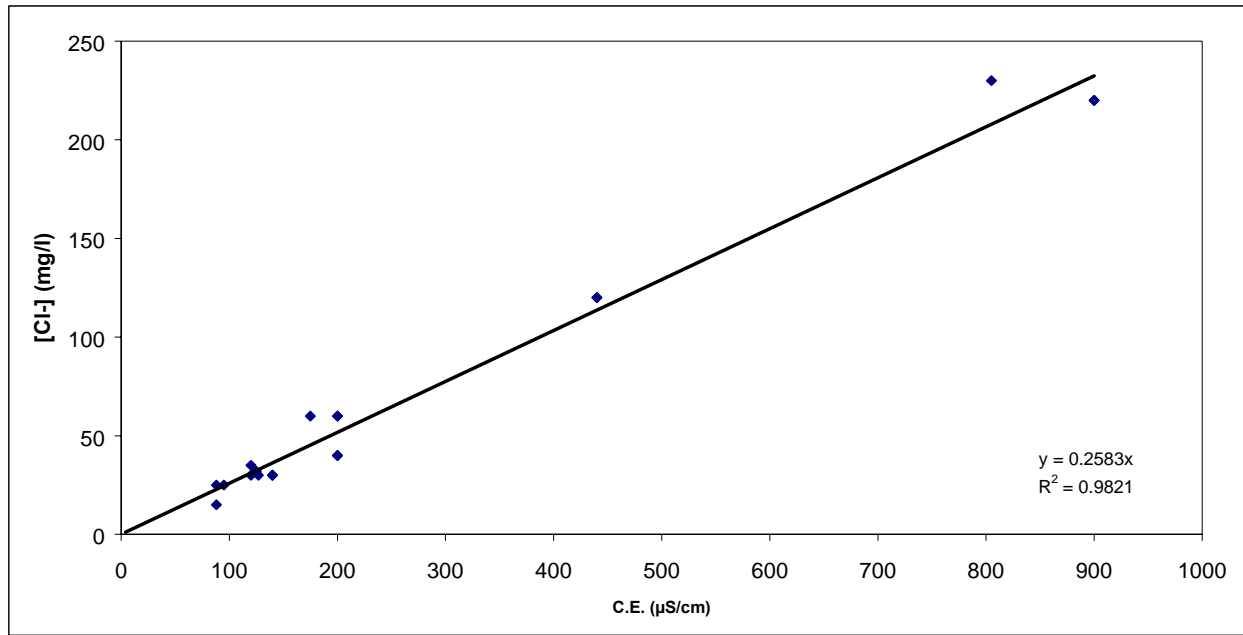


Figure VI-20 : Corrélation entre la conductivité électrique des eaux de pluie et leur teneur en chlorure (14 échantillons)

A partir des conductivités électriques mesurées sur toutes les eaux de pluies et de la tranche d'eau précipitée lors de chaque épisode, j'ai pu calculer la quantité de NaCl théorique issue des précipitations et aérosols (en admettant une proportion stœchiométrique des ions Na<sup>+</sup> et Cl<sup>-</sup> dans les précipitations). J'ai pu ainsi représenter pour chaque station pluviométrique, le cumul des précipitations et des apports de sels correspondants (Figure VI-21).

Ces courbes mettent en évidence que les apports de sels par les précipitations sont les plus importants, de novembre à janvier, c'est à dire au début de la saison des pluies. Les précipitations qui suivent, même si elle sont significatives apportent moins de NaCl. La corrélation entre les deux types de courbes met en évidence une certaine irrégularité de l'apport de sel des différents épisodes de précipitation (cf. Figure VI-22).

Pour les trois stations, on constate notamment que l'apport de sel augmente nettement au milieu du mois de décembre, juste après un épisode pluvieux généralisé sur toute la zone, le 13 décembre. Cette augmentation est particulièrement flagrante sur la station d'Efoeste, la plus méridionale, où les apports de NaCl augmentent très brutalement après le 13 décembre.



## HYDROCHIMIE

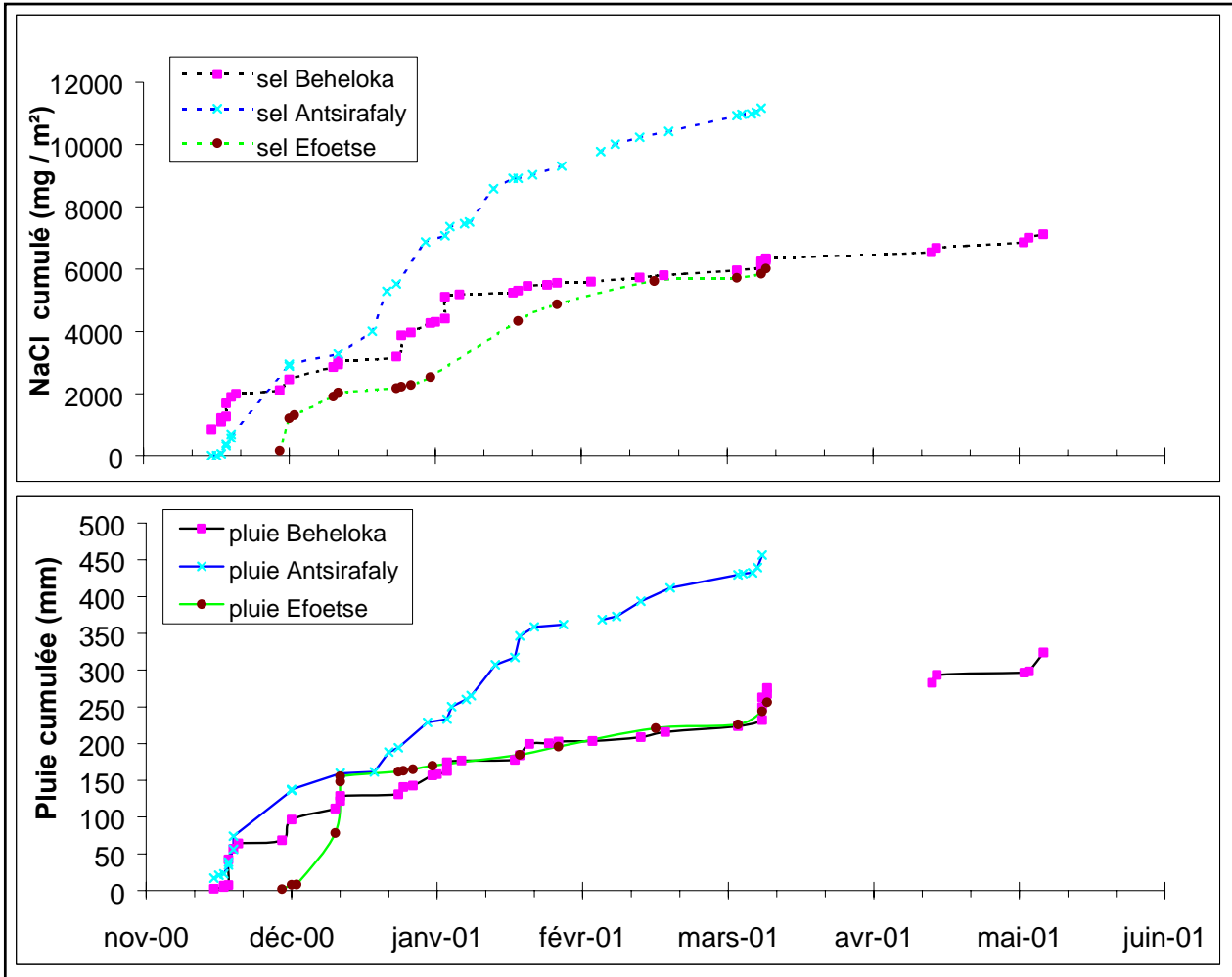


Figure VI-21 : Courbes cumulées des apports en NaCl et des précipitations sur la bande côtière

Dans l'état actuel des connaissances, il est difficile d'expliquer ces variations dans les apports météoriques de sels sur la bande côtière mais ils sont probablement liés au contexte météorologique (régime des vents, déplacement des masses d'air, agitation et température de la mer... etc.).

On peut remarquer que les précipitations hors de la saison des pluies (avril et mai) apportent peu de sel. Aussi, n'ayant pour l'instant pas de recul suffisant sur toute l'année, je me suis intéressé principalement à la période de la saison des pluies.

Durant cette période de 4 mois couvrant la saison des pluies 2000-2001 (de novembre à février), on peut calculer les quantités totales de sels apportés pour une certaine tranche d'eau précipitée et en déduire les apports moyens des précipitations (Tableau VI-1).

Station	Apport en NaCl (mg)	Pluie cumulée (mm)	Apport moyen (mg.m <sup>2</sup> .mm <sup>-1</sup> )
Beheloka	6350	275	23.1
Antsirafaly	11170	456	24.5
Efoetse	6015	256	23.4

Tableau VI-1 : Apport en NaCl des précipitations sur la bande côtière (saison des pluies 2000-2001)

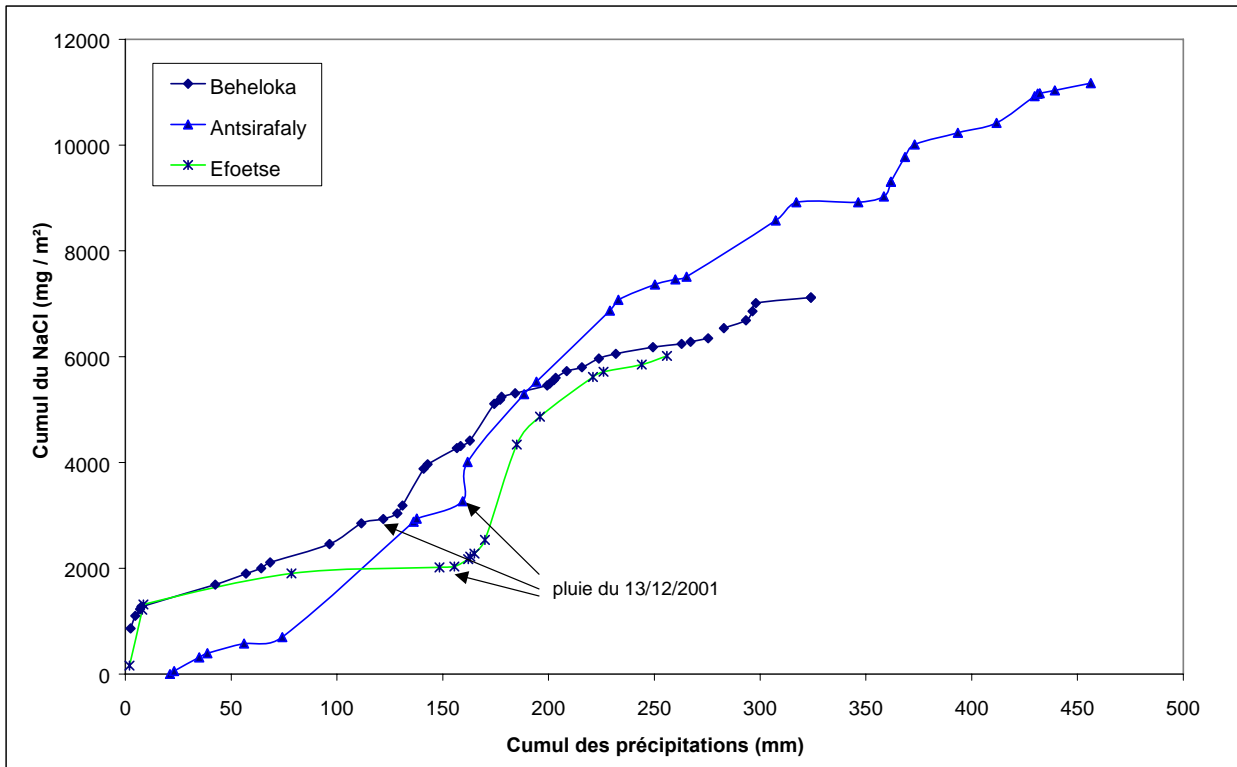


Figure VI-22 : Corrélation entre les apports cumulés de NaCl et les précipitations

Les valeurs moyennes des apports calculées sur les trois stations pour la saison des pluies 2000-2001 apparaissent particulièrement proches, de l'ordre de  $24 \text{ mg.m}^{-2}.\text{mm}^{-1}$ . Il semble donc que la bande côtière subissent un apport de NaCl d'origine aérosol indépendamment de la situation géographique et de l'éloignement à la mer, mais essentiellement lié à la quantité des précipitations. Pour la saison des pluies 2000-2001, cet apport peut être estimé à environ 24 mg de sel par  $\text{m}^2$ , pour 1 mm d'eau précipité. En prenant une pluviométrie moyenne de l'ordre de 400 mm / an sur la bande côtière, la quantité de sel d'origine aérosol atteint alors environ 10g par  $\text{m}^2$ , pour l'année.

Nous n'avons aucune idée du débit spécifique de la nappe, ce qui ne permet pas de calculer la contribution relative de ces apports à la minéralisation de la nappe, mais comme je l'ai évoqué précédemment, on ne connaît pas de flux sortant à cette nappe pour sa partie supérieure, à part l'évaporation, dans la partie nord de la bande côtière. Les apports de sels par les aérosols représentent donc *a priori* une quantité très significative dans la minéralisation de la nappe littorale, du nord de la bande côtière.

### **VI.5.3. Minéralisation du lac Tsimanempetsotsa**

Le chimisme du lac Tsimanempetsotsa confirme qu'il se comporte comme un grand bassin d'évaporation, drainant les écoulements de la nappe sur son pourtour. Ce fonctionnement concentre les sulfates et le calcium, présents dans les eaux d'alimentation du lac jusqu'à la saturation, ce qui conduit à la précipitation du gypse sur les berges et dans les argiles au fond du lac.

Cependant, si l'eau du lac est bien saturée vis à vis du gypse, elle ne l'est pas vis à vis de la halite dont on n'observe d'ailleurs pas de cristallisation aux abords du lac.

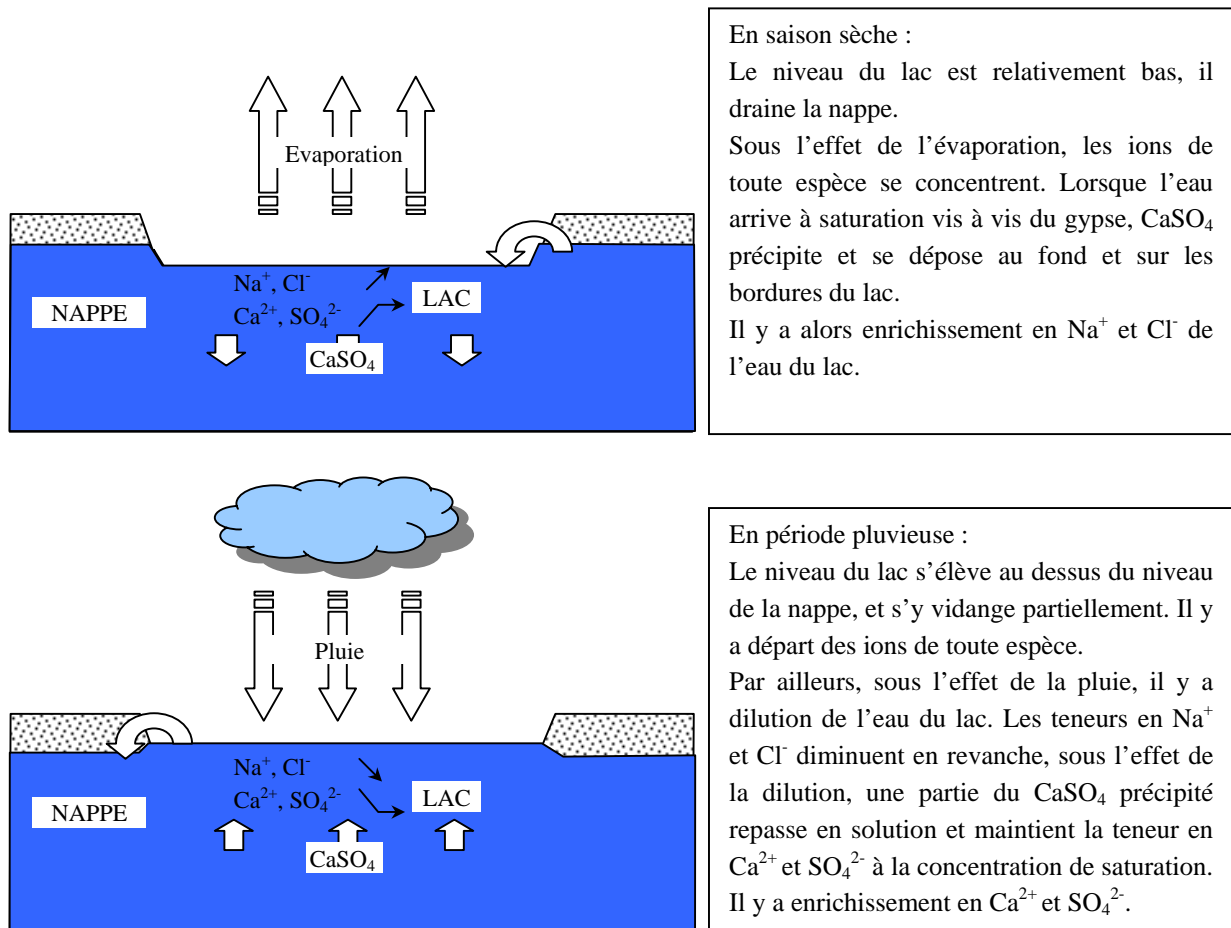
Nous savons que le lac est alimenté en partie par la nappe karstique à l'ouest qui est relativement peu minéralisée ( $\approx 3000 \mu\text{S/cm}$ ) et dont le faciès chimique est très nettement chloruré sodique. D'après les données météorologiques de la zone dans la région, l'évaporation sur surface libre est supérieure à 2.5 m /

## HYDROCHIMIE

an. En prenant une profondeur d'eau moyenne de l'ordre d'1 mètre dans le lac, Il apparaît que celui-ci évapore au moins deux fois son volume d'eau, même en tenant compte des précipitations.

Dans ces conditions, en considérant les apports en NaCl de l'eau d'alimentation (environ 1500 mg/l de NaCl dans le puits Mitoho), il suffirait d'une dizaine d'années pour que l'eau du lac dépasse la teneur en NaCl de l'eau de mer, et d'une soixantaine d'année pour atteindre des teneurs permettant la précipitation de la halite ( $\cong 180000\text{mg/l}$ ). Dans les années 50, les premières mesures de la salinité sur le lac donnent une valeur de 31 g de NaCl/l (Pavlovsky, 1951) et sont donc du même ordre de grandeur qu'à l'heure actuelle. De plus, nous avons vu que l'eau du lac est très enrichie en isotopes lourd ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ), caractéristique d'un stade de précipitation du gypse mais pas de halite.

L'ensemble des observations sur la minéralisation des eaux du lac et de la nappe environnante me conduisent donc à envisager un processus relativement constant de fractionnement entre les ions du gypse et ceux de la halite avec une évacuation des ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  plus importante que celle des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ , du système du lac. L'hypothèse la plus vraisemblable est de considérer un phénomène de vidange partielle du lac, dans la nappe littorale, notamment lors des épisodes pluvieux (cf. [Figure VI-23](#))



En saison sèche :

Le niveau du lac est relativement bas, il draine la nappe.

Sous l'effet de l'évaporation, les ions de toute espèce se concentrent. Lorsque l'eau arrive à saturation vis à vis du gypse,  $\text{CaSO}_4$  précipite et se dépose au fond et sur les bordures du lac.

Il y a alors enrichissement en  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  de l'eau du lac.

En période pluvieuse :

Le niveau du lac s'élève au dessus du niveau de la nappe, et s'y vidange partiellement. Il y a départ des ions de toute espèce.

Par ailleurs, sous l'effet de la pluie, il y a dilution de l'eau du lac. Les teneurs en  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  diminuent en revanche, sous l'effet de la dilution, une partie du  $\text{CaSO}_4$  précipité repasse en solution et maintient la teneur en  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  à la concentration de saturation.

Il y a enrichissement en  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ .

**Figure VI-23** : Processus de fractionnement hydrochimique des eaux du lac

Comme je l'ai évoqué précédemment (cf. § V.2.3.2.2), ce phénomène d'écoulements du lac vers la nappe pourrait exister de manière plus importante dans la partie centrale du lac (zone d'Efoetse), mais nos données piézométriques ne permettent pas de le confirmer. En revanche, les travaux de nivellement et de suivi hydrodynamique au sud du lac ont montré que ponctuellement, lors de pluies importantes, le niveau du

lac peut dépasser celui de la nappe. Etant donné la forte minéralisation du lac, ce phénomène de vidange partielle est susceptible d'engendrer une pollution ponctuelle de la nappe. Celle-ci pourrait être à l'origine des pics de C.E. observés sur certains points d'eau de la zone, en saison des pluies, à l'ouest du lac (Efoetse, Ankilibory, Maromitilike, Manasy) (cf. § V.2.3.2). Une telle hypothèse suggère que les écoulements de la nappe vers l'ouest soient relativement importants (vitesse de déplacement du pic), ce qui est compatible avec le fait qu'on connaisse sur la côte, à l'ouest du lac, une source d'eau douce (Maromaty).

#### **VI.5.4. L'anomalie de Tanalamaromena**

La zone de Tanalamaromena à Ankilimivony correspond à une zone relativement minéralisée, où même les eaux de l'aquifère karstique (forage F13) présentent une conductivité électrique plus élevée (>5000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Les analyses chimiques des éléments majeurs et des traces met clairement en évidence une anomalie dans la minéralisation des points de cette zone. Deux points d'eau distants de 500 m l'un de l'autre sont particulièrement concernés (Tamar1 et Tamar2). Ces points sont relativement enrichis en  $\text{Na}^+$ , et appauvris en  $\text{Ca}^{2+}$  mais ils sont très enrichis en  $\text{Br}^-$  et  $\text{Sr}^{2+}$ . Nous ne disposons malheureusement pas d'analyses isotopiques de ces points d'eau.

Nous avons vu que cette minéralisation particulière pouvait être expliquée par la combinaison de plusieurs facteurs locaux, à savoir, la pluie (enrichissement en  $\text{Br}^-$ ), le phénomène d'échange de base (enrichissement en  $\text{Na}^+$  et appauvrissement en  $\text{Ca}^{2+}$ ), et la contribution d'évaporites uniquement sulfatées (enrichissement en  $\text{Sr}^{2+}$ ).

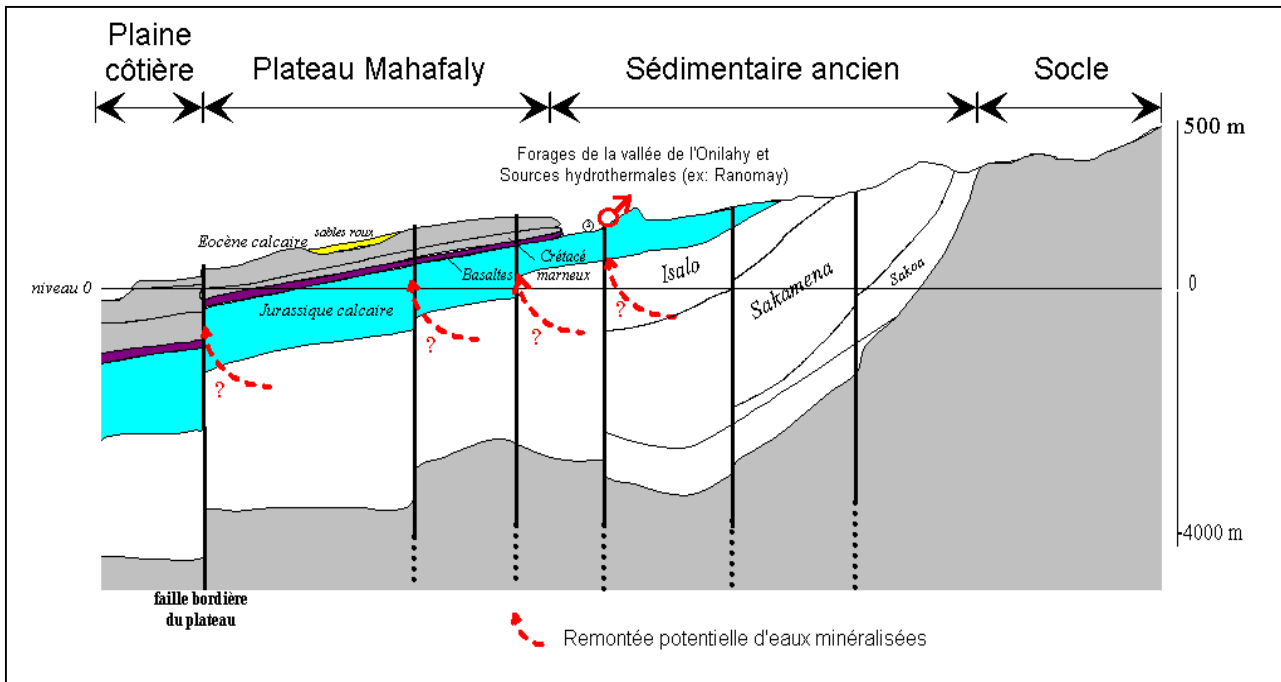
Cette explication apparaît relativement contraignante d'autant que nous n'avons pas d'indices géologiques probant en faveur de la possibilité d'échanges de bases avec des argiles, sur la zone (les formations les plus argileuses ne sont pas sur la zone de l'anomalie). Aussi, une autre hypothèse serait d'attribuer l'ensemble de l'anomalie du chimisme des eaux de cette zone à une cause plus lointaine, à savoir, la contamination par des eaux d'origine profonde, minéralisées par des saumures.

De telles eaux sont susceptibles d'exister en profondeur, dans les terrains du bassin du Karroo dont on sait qu'ils se prolongent sous le plateau Mahafaly et la bande côtière dans leur moitié nord.

A l'appui de cette hypothèse, on connaît, sortant de ces terrains, à l'est du plateau Mahafaly des sources thermales témoignant de circulations profondes.

Par ailleurs, plusieurs forages réalisés récemment dans le cadre du projet, dans la zone de Betioky, dans les terrains jurassiques ont captés des eaux très minéralisées (>10 000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Les quelques analyses qui ont pu être faites dans cette région montrent des teneurs en NaCl relativement importantes dans certaines de ces eaux (cf. § III.2.2.1 et § VI.2). Pour certains de ces forages, dans la vallée de l'Onilahy, on a pu faire une corrélation entre la température et la minéralisation de ces eaux, les plus minéralisées et les plus chaudes se retrouvant en surface alors que les moins minéralisées et les plus froides se retrouvent en profondeur (Hydromad, communication personnelle).

Sachant que les terrains de ce bassin sédimentaire s'enfoncent sous le plateau Mahafaly à l'Ouest (cf. § II.3.1), de telles remontées hydrothermales, relativement minéralisées pourraient se produire sous le plateau Mahafaly voire sous la bande côtière, à la faveur d'accidents tectoniques (cf. [Figure VI-24](#)).



**Figure VI-24** : Coupe structurale schématique montrant la possibilité de remontées profondes d'eaux minéralisées (d'après André, 1999 modifié)

Si on tient compte de cette hypothèse à une plus grande échelle, on peut imaginer que de telles remontées sont susceptibles de se produire à plusieurs endroits sous le plateau Mahafaly. Leur dilution par les eaux de la nappe superficielle, d'origine météorique pourrait aboutir à des eaux moyennement minéralisées par un bruit de fond. C'est peut-être un phénomène de ce type qui aboutit aux minéralisations relativement élevées et inhabituelles des eaux du plateau Mahafaly, au droit de notre zone. La validation de cette hypothèse nécessite une campagne d'analyses chimiques complètes, intégrant les éléments traces, sur les points situés à l'amont et à l'aval du plateau Mahafaly.

## **VI.6. Conclusion sur l'hydrochimie**

Ainsi, l'étude hydrochimique et isotopique des points d'eau de la bande côtière confirme la prédominance d'une composante marine dans la minéralisation de la nappe littoral. Combinée aux observations hydrodynamiques, elle montre que le phénomène d'intrusion directe de l'eau de mer est significatif même à plusieurs km de la mer, notamment dans l'aquifère éocène, ce qui permet d'expliquer *a priori* la signature chimique et isotopique de type marine pour toute la nappe côtière.

En plus de ce phénomène de contamination directe par l'eau de mer, il existe un apport important des aérosols, liés aux précipitations. Celui-ci est susceptible de contribuer de manière importante à la minéralisation de la nappe, dans la zone nord de la bande côtière, où les flux de la nappe sont faibles, alors que leur influence est certainement moindre au Sud où les écoulements sont plus importants.

Dans la moitié nord de la bande côtière, on a pu mettre en évidence une certaine anomalie du chimisme des eaux, suggérant d'éventuelles remontées d'eau minéralisées, en relation avec le bassin sédimentaire ancien du Karroo. Sachant que d'après les données structurales, ce bassin est présent en profondeur, sous toute la moitié septentrionale, du plateau Mahafaly et de la bande côtière, il est possible que ce phénomène intéresse une plus large zone et contribue à la minéralisation des points d'eau notamment de l'Eocène. L'analyse des éléments  $\text{Br}^-$  et  $\text{Sr}^{2+}$  sur d'autres points d'eau de la zone mais aussi en amont (zone de Betioky), pourrait être un moyen de le mettre en évidence.

Un certain nombre d'indices de nature isotopique tendent à confirmer l'efficacité d'une recharge rapide de la nappe dans l'aquifère éocène.

La signature isotopiques des eaux du sud de la zone (point Nisoa), tend à confirmer un renouvellement plus rapide de la nappe, ce qui est compatible avec les observations faites sur la températures des eaux dans les grès du Sud (cf. § V.3.2). Dans ce contexte, le points de Saodona (Saodo), en bordure de la Linta a une signature chimique et isotopique complètement différente de la nappe, sans indice significatif d'influence marine. Ceci tend à confirmer la contribution des eaux de la nappe alluviale de la Linta (sous-écoulement) dans l'alimentation de ce puits.

Le lac Tsimanempetsotsa constitue quant à lui un facteur de concentration des éléments, par évaporation. Sa probable vidange partielle, en particulier en saison des pluies est une source de pollution de la nappe, vers l'Ouest.

Enfin, on a pu confirmer la contribution des eaux du karst, soutenues par les pertes du fleuve Onilahy, dans l'alimentation de la nappe de la presqu'île de Sarodrano alors que les nappes d'eau douce des dunes vives sont alimentées uniquement par les pluies, sur la plaine littorale.

*Partie VII. : SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS  
GÉNÉRALES*

### **VII.1. Synthèse des résultats de l'étude**

Cette étude pluridisciplinaire a permis d'acquérir un grand nombre de données qui n'existaient pas auparavant, sur la bande côtière Mahafaly, avec en particulier :

- des informations sur la nature du remplissage côtier, en profondeur avec les forages, et en surface avec les relevés de terrains et l'analyse d'images satellite,
- des précisions sur la piézométrie de la nappe littorale, et son évolution dynamique,
- de nombreuses mesures des paramètres physico-chimiques de cette nappe, permettant de caractériser leur évolution dans le temps, notamment au cours d'un cycle hydrologique
- des informations qualitatives sur la chimie de cette nappe,
- quelques données isotopiques sur les eaux de la zone.

L'ensemble de ces données, analysées dans un contexte global, en tenant compte des paramètres extérieurs, permet de préciser le fonctionnement hydrogéologique de la nappe littorale et d'avancer un certain nombre d'hypothèses sur l'origine de sa minéralisation.

- Ainsi, il a tout d'abord été mis en évidence, une différence significative de la nature du remplissage côtier, du Nord au Sud de la bande côtière. Il apparaît qu'au nord, ce remplissage essentiellement constitué de sables, d'alluvions plus ou moins argileuses, et de grès peu fracturés, forme un milieu poreux peu favorable aux écoulements de la nappe. En revanche, au sud, le remplissage étant essentiellement représenté par des grès quaternaires fracturés et "pseudo-karstifiés", il constitue un aquifère nettement plus transmissif. La présence de calcaires éocènes a été révélée, au sein de la bande côtière dans la zone d'Itampolo (compartiment à l'ouest de la falaise bordière du plateau). Sans avoir pu le démontrer, nous avons évoqué le rôle éventuel de la néotectonique dans l'existence de ces différences structurales et géo-morphologiques entre le Nord et le Sud de la bande côtière.
- Il a été confirmé que la nappe côtière est essentiellement alimentée latéralement par la nappe karstique de l'éocène, à l'est. Elle constitue ainsi le stade le plus aval d'une nappe générale qui s'écoule vers la mer, à partir des terrains du socle situés à l'intérieur des terres. Du fait des différences des paramètres hydrodynamiques du Nord au Sud de la bande côtière, l'alimentation issue du karst Mahafaly, apparaît relativement faible pour la partie supérieure de la nappe littorale au nord alors qu'elle est nettement plus importante au sud de la bande côtière. Par ailleurs, les conditions hydrogéologiques à l'amont, de la nappe côtière suggèrent des écoulements plus importants dans la partie méridionale de la nappe générale (communication directe du socle avec le plateau Mahafaly et pertes des eaux de surface). Dans le nord de la bande côtière cependant, on a pu mettre en évidence l'existence d'un aquifère très transmissif en profondeur, sous le remplissage quaternaire. Celui-ci est dû à la présence de conduits karstiques bien connectés à la mer, en profondeur. Si ceux-ci sont à l'origine d'un phénomène de contamination marine dans l'aquifère éocène, notamment sous l'effet des marées, ils sont aussi susceptibles de produire des écoulements d'eau douce, jusqu'à la mer, sous la bande côtière.
- La nappe littorale ne présente qu'un très faible gradient vers la mer. Cette faible charge par rapport à la mer rend cette nappe particulièrement dépendante de son niveau de base, déterminé par le niveau moyen de la mer. L'ensemble de la nappe subit ainsi un battement, régi par la combinaison des oscillations annuelles, bi-mensuelles, et bi-journalière de la nappe, et des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère. Ces oscillations piézométriques sont prédominantes au point qu'elles masquent en partie l'effet de recharge pluviale dont on peut imaginer qu'elle est



## SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

relativement limitée. Par contre, l'absence d'exutoire, dans la partie nord de la nappe littorale tend à montrer que l'évaporation représente les seules sorties d'eau. Elle apparaît donc comme le moteur de l'intrusion marine dans la mesure où les apports en provenance de la nappe éocène sont limités pour cette zone.

- L'étude hydrochimique a montré que malgré un faciès chimique relativement homogène pour toute la nappe littorale, de type NaCl, certains points présentent un chimisme particulier. Combinés aux données isotopiques, ces informations ont permis de préciser les hypothèses concernant l'alimentation de la nappe littorale et l'origine de sa minéralisation. Si l'intrusion marine est indéniable dans la partie nord de la bande côtière, et doit contribuer à une part importante de la minéralisation de la nappe, elle est plus limitée au sud. Sur l'ensemble de la zone, les apports de NaCl par les embruns sont importants mais du fait de la différence de flux de la nappe littorale du Nord au Sud, leur influence relative est : importante au Nord et faible au Sud. Si l'étude hydrochimique et isotopique ne met pas en évidence de manière déterminante le rôle d'éventuelles évaporites en amont hydrogéologique de la bande côtière, elle suggère la possibilité de remontées d'eau minéralisées, depuis les terrains anciens du bassin du Karroo.
- Le fonctionnement hydrogéologique des systèmes des dunes vives a été étudié permettant de préciser leur singularité par rapport à la nappe littorale. Ces nappes représentent des lentilles d'eau douce, alimentées exclusivement par les pluies, par infiltration préférentielle dans des sables des dunes vives. Les faibles gradients de ces nappes, associés à la dynamique des marées dans les sables de plage sont à l'origine de leur maintien de ces nappes dans l'aquifère.
- Le lac Tsimanempetsotsa constitue un vaste système évaporatoire, qui concentre la minéralisation des eaux qui l'alimentent. Sa vidange (continue ou ponctuelle) est une source de pollution de la nappe littorale en aval.

Au final, l'ensemble des résultats de l'étude permet d'individualiser plusieurs systèmes hydrogéologiques, par zones géographiques (cf. Figure VII-1). Le tableau suivant résume les diverses caractéristiques de ces systèmes (cf. Tableau VII-1).

## SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

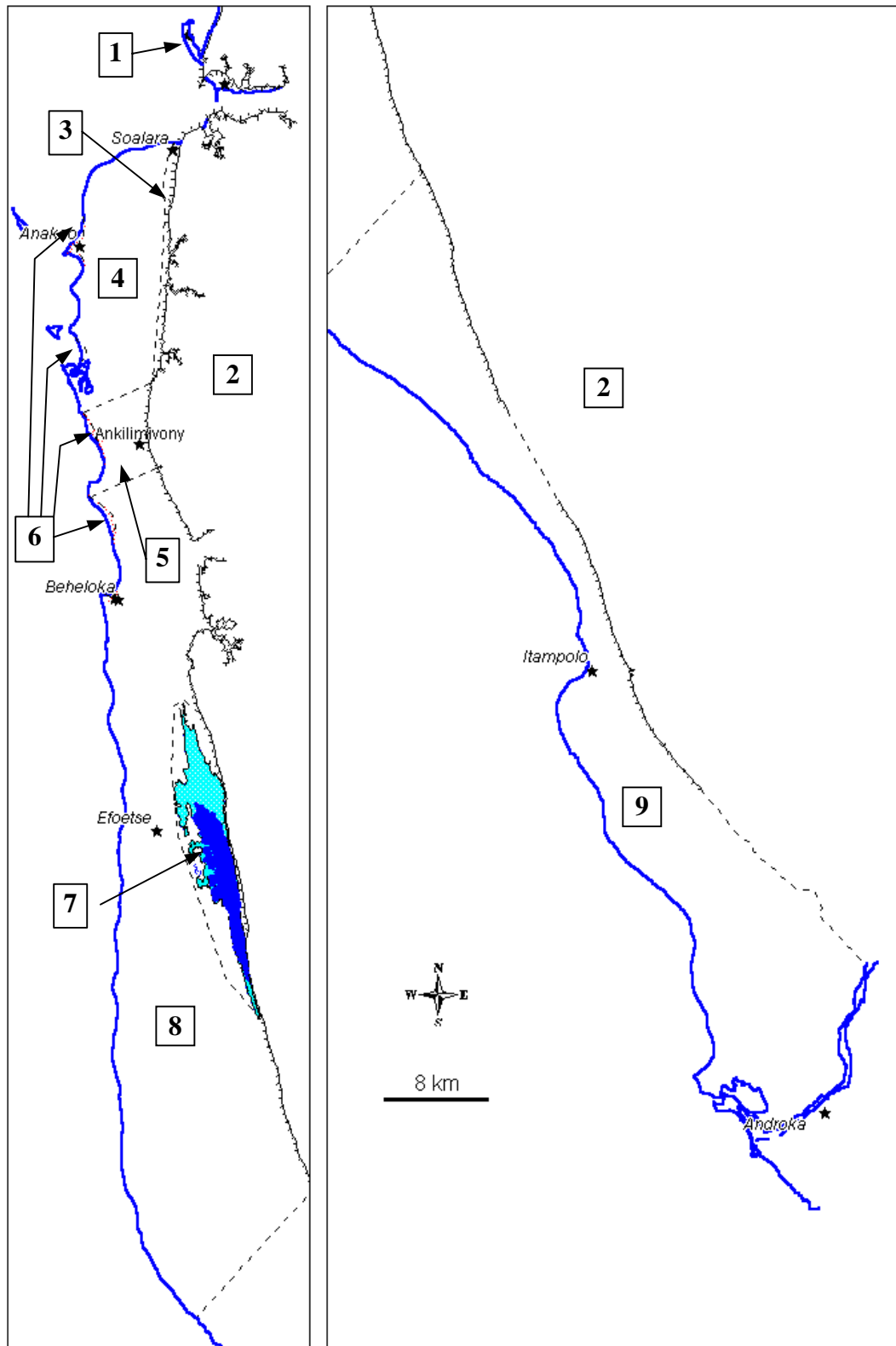


Figure VII-1 : Situation géographique des différents systèmes hydrogéologiques individualisés sur la bande côtière (les limites ne sont qu'indicatives)

## SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

N°	Système	Formation géologique	Hydrodynamique	Paramètres physico-chimique	Chimie et isotope	Alimentation
1	Presqu'île de Sarodrano	Sables et grès quaternaires	Faible transmissivité en surface (pas de réactions aux marées) mais probables conduits karstiques en profondeur	C.E. peu élevée (<3000μS/cm) en surface. T° relativement élevée (> 28 °C)	Faciès NaCl avec léger enrichissement en Na <sup>+</sup> , en SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> et Ca <sup>2+</sup> par rapport à la "nappe littorale générale". Importante teneur en nitrates Appauvrissement relatif en <sup>18</sup> O Teneur en Tritium élevée (>2UT).	Probable continuité hydraulique avec la nappe karstique du plateau, elle même alimentée en rive droite par les pertes de l'Onilahy
2	Karst Mahafaly	Calcaire éocène	Forte transmissivité (importante réaction piézométrique et de la C.E., aux marées, même à plusieurs km de la mer)	C.E. peu élevée (<5000μS/cm) T° élevée > 28°C	Faciès NaCl, de type "nappe littorale générale" Teneurs δ <sup>2</sup> H/δ <sup>18</sup> O marquant l'influence marine Teneurs en tritium élevée sur le F5 en déc. 2000 (2.5UT)	Alimentation latérale de la nappe générale, à l'ouest. Ecoulement importants, recharge météorique significative. Intrusion marine existante mais faible et diminuant vers le Sud.
3	Nappe littorale nord, en contact avec le karst Mahafaly	Sables et grès quaternaires, alluvions, éboulis	Transmissivité moyenne (réaction significative à la marée)	C.E. moyenne (3000 à 6000μS/cm), pouvant être temporairement très élevée sous l'effet de contaminations de surface T° supérieure à 27°C	Faciès NaCl, de type "nappe littorale générale" Teneurs δ <sup>2</sup> H/δ <sup>18</sup> O marquant l'influence marine et l'influence de l'évaporation	Alimentation latérale significative issue du karst Mahafaly, apports de la pluie significatifs, faible intrusion marine
4	Nappe littorale nord	Sables et grès quaternaires peu "karstifiés"	Faible transmissivité (faible réaction aux marées), même en profondeur	C.E. élevée (>10000 μS/cm), augmentant à proximité de la mer T° hétérogène mais supérieure à 27°C	Faciès NaCl, de type "nappe littorale générale" Teneurs δ <sup>2</sup> H/δ <sup>18</sup> O marquant l'influence marine et l'influence de l'évaporation	Faible alimentation latérale et verticale, intrusion marine significative. Recharge pluviale faible.
5	Zone de Tanalamaromena	Sables et grès quaternaires peu "karstifiés"	Faible transmissivité (faible réaction aux marées), même en profondeur	C.E. élevée (>10000 μS/cm) T° hétérogène mais supérieure à 27°C	Faciès de type NaCl, avec enrichissement en SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , Na <sup>+</sup> , Br <sup>-</sup> , Sr <sup>2+</sup> , faiblement en Si, par rapport à la nappe littorale. Pas de données isotopiques	Idem que précédemment mais possible contribution significative de remontées profondes d'eau minéralisée.
6	Dunes vives	Sables quaternaires récents, non fixé	Faible transmissivité amortissement rapide des réactions aux marées avec la distance à la mer).	C.E. peu élevée en surface, augmentation avec la profondeur. T° basse (<27°C)	Faciès NaCl, proche de celui de l'eau de mer. Faible teneur en Si par rapport à la "nappe littorale générale". Teneurs δ <sup>2</sup> H/δ <sup>18</sup> O marquant l'influence marine et l'influence de l'évaporation. Teneurs en tritium élevée (2 UT)	Nappe perchée, soutenue par l'eau de mer, alimentation uniquement par la pluie en surface.

## SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

N°	Système	Formation géologique	Hydrodynamique	Paramètres physico-chimique	Chimie et isotope	Alimentation
7	Zone du Lac	Sables et grès quaternaires "karstifiés" en profondeur	Transmissivité faible en surface (pas de réactions aux marées)	C.E. en général faible mais pouvant augmenter sous l'effet de contaminations temporaires du lac ou de dépressions salées T° hétérogènes mais supérieure à 27°C	Faciès NaCl de type "nappe littorale générale" Le lac montre un enrichissement en CaCO <sub>3</sub> et en isotopes lourds due au cycles de précipitation dissolution du gypse	Alimentation latérale importante issue du karst Mahafaly. Faible intrusion marine. Recharge pluviale faible. Contamination ponctuelle du lac vers la nappe.
8	Nappe littorale centrale	Sables et grès quaternaires "karstifiés" en profondeur	Transmissivité faible en surface mais moyenne en profondeur (réaction aux marées dans les forages)	C.E. élevée en surface et croissante lorsqu'on se rapproche de la mer. Elle tend à être plus faible en profondeur (forages).	Faciès NaCl de type "nappe littorale générale"	Alimentation latérale importante issue du karst Mahafaly. Faible intrusion marine. Recharge pluviale faible.
9	Nappe littorale sud	Grès quaternaires "karsifiés"	Forte transmissivité (importante réaction aux marées)	C.E. faible sur toute la largeur de la bande côtière. T° relativement élevée (28-29°C) mais quelques points nettement plus froids en profondeur	Faciès NaCl de type "nappe littorale générale" Léger enrichissement en Ca <sup>2+</sup> des points de la zone de Nanohofa Teneur élevée en tritium	Alimentation latérale importante issue du karst Mahafaly. Intrusion marine quasiment nulle sauf pour le point de Tanandrenafiry. Contribution significative des eaux de surfaces et de la pluie (notamment les pertes de la Linta).

Tableau VII-1 : récapitulatif des caractéristiques hydrogéologiques de la bande côtière par système géographiques.

## **VII.2. Implications pour l'alimentation en eau potable de la bande côtière**

### **VII.2.1. La notion d'eau potable**

D'après un rapport de l'OMS intitulé "Directives de qualité pour l'eau de boisson", (OMS, 1998), un certain nombre de recommandations sont proposées concernant les paramètres physico-chimiques des eaux destinées à la boisson. Etant donné le manque de recul et la difficulté de définir une limite absolue sur des considérations pathologiques, les valeurs proposées dans ce rapport sont de deux types :

- les **valeurs guides (VG)** qui représentent "*la concentration d'un composant qui ne présente aucun risque pour la santé d'une personne qui consommerait l'eau en question pendant toute sa vie*"
- les **Niveaux Susceptibles de donner lieu à des Plaintes (NSP)**, qui correspondent à une assurance contre un risque virtuel. Ce risque virtuel étant le détournement des consommateurs vers une eau d'aspect ou de goût meilleurs, mais éventuellement à risque.

Le rapport souligne que les valeurs guides recommandées ne constituent pas des limites impératives mais que pour définir de telles limites, il convient de considérer les valeurs guides dans le contexte des conditions environnementales, sociales, économiques et culturelles locales ou nationales. Par ailleurs, il est spécifié que "*les normes chimiques pour l'eau de boisson sont d'importances secondaires lorsque survient une forte contamination bactérienne*".

Ainsi, parmi les paramètres dont nous disposons pour les eaux de la zone, seuls les nitrates et les fluorures font l'objet d'une recommandation par valeur guide, fondée sur des caractères de santé. Pour les autres paramètres, (les chlorures, le sodium, les sulfates, le calcium et le magnésium (dureté), le pH), en raison des incertitudes sur les réelles causes pathologiques, le rapport ne fournit qu'une valeur indicative de NSP.

Ainsi, on retiendra par exemple la valeur de NSP de 250mg/l pour les chlorures et 1000 mg/l pour la minéralisation totale. Celle-ci correspond pour les eaux de notre zone, à une conductivité de l'ordre de 1300 $\mu$ S/cm.

L'examen des valeurs obtenues sur les eaux de la bande côtière (Hydromad, 2000) montre que toutes les eaux actuellement consommées par les habitants de la zone ont un excès très important par rapport aux valeurs proposées dans le rapport, pour la plupart des paramètres physico-chimique mais que surtout, elles présentent toutes une contamination bactériologique significative (due en partie à la mauvaise qualité de l'aménagement du point d'eau).

Dans ces conditions, la lutte contre cette pollution bactérienne est prioritaire pour l'amélioration de la qualité des ressources en eaux des villages. Ainsi, les solutions raisonnables pour l'alimentation en eau potable de la bande côtière seront celles :

- qui sont exemptes de toute contamination bactérienne
- et qui permettent en plus une amélioration significative des autres paramètres (minéralisation, goût, aspect...).

### **VII.2.2. Aspect opérationnel**

La première condition est souvent satisfaite pour les ressources en eaux souterraines de la zone, mais la source principale de dégradation de la qualité bactériologique de l'eau, est liée à l'utilisation des points d'eau et à l'absence d'assainissement (pollution par les puisages utilisant des cordes et seaux et ré infiltration autour des puits des eaux et excréta du bétail). Aussi, il est impératif que l'exploitation des ressources se fasse par des points d'eau de qualité, garantissant la non contamination de la nappe. Sans rentrer dans les détails techniques des réalisations, cela implique :

- que le point d'eau soit couvert (conformément au "code de l'eau"), avec la réalisation d'une margelle en dur et d'un canal d'évacuation des eaux usées,
- un moyen d'exhaure de type pompe (cf. photo 12 en annexe),
- l'instauration d'un périmètre de protection rapproché du point d'eau, particulièrement vis à vis du bétail, pour éviter le phénomène de concentration et de ré infiltration de la matière organique dans la nappe.

La seconde condition dépend des caractères physico-chimiques de la nappe et particulièrement de sa minéralisation. En tenant compte des systèmes hydrogéologiques individualisés précédemment sur la bande côtière au cours de l'étude, et en intégrant les difficultés techniques des équipements, il est possible de proposer les recommandations suivantes pour l'alimentation en eau des villages de la bande côtière :

- Au nord de la bande côtière, les villages situés à proximité de la falaise (Soalara, Antsirafaly, Ankaranila) (zone 3), bénéficient de la proximité de la nappe du plateau Mahafaly à l'origine d'une minéralisation relativement faible des eaux souterraines (de 3000 à 6000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). L'exploitation peut y être réalisée directement, sans système d'adduction par canalisations, par forage atteignant l'éocène ou des terrains quaternaires productifs, ou par les points d'eau préexistant situés dans les alluvions et éboulis, en pied du talus. Dans ce dernier cas, les points d'eau doivent être réhabilités, avant d'être couverts et équipés d'une pompe manuelle. Etant donnée la distance par rapport à la mer et l'importance des écoulements en provenance du karst Mahafaly (mis en évidence par essai de pompage dans les forages), le risque d'augmentation de la salinité par contamination marine est relativement faible pour cette zone, pour les débits d'exploitation envisagés (quelques centaines de litres par heure, avec les pompes manuelles).
- Le village d'Anakao qui est le plus important de la zone est un village côtier. Les besoins en eau de ce village sont relativement importants et susceptibles d'augmenter dans les années à venir (développement du tourisme...). L'exploitation de la nappe des dunes vives qui, jusqu'à maintenant, a été la principale ressource en eau de ce village y est de plus en plus critique (augmentation très importante de la salinité sous l'influence des puisages et mauvaise qualité bactériologique). Aucune ressource en eau souterraine de qualité n'a pu y être mise en évidence et la proximité de la mer y rend toute prospection vaine en profondeur. Une solution d'adduction d'eau est envisagée, à partir de forages réalisés dans une paléovallée du plateau Mahafaly (F1, F42). L'exploitation pourrait être effectuée par station de pompage solaire, les débits maximums d'exploitation seraient de l'ordre de  $180\text{m}^3/\text{j}$ , répartis sur les deux forages, avec deux pompes. Même si un essai de pompage sur le F1 à un débit de  $13\text{m}^3/\text{h}$  pendant 124 heures, n'a pas mis en évidence d'évolution de la conductivité autre que celle liée à la marée, un contrôle régulier de la minéralisation des forages est à prévoir pour s'assurer de l'absence de contamination marine, à long terme.
- Une solution du même type est à envisager pour le village de Beheloka, à partir du forage F5 dans le couloir d'Itombona.

## SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

- Les petits villages côtiers (Andranginy, Befasy, Vatolalaka, Ampasinabo) ont des besoins en eau relativement faibles. Leur raccordement à un système d'adduction n'est à l'heure actuelle pas envisageable (coût totalement prohibitif). En revanche, sachant que ces villages s'alimentent à l'heure actuelle principalement sur des vieux puits ou puisards, dans les dunes vives (zone 6), l'amélioration des conditions d'exploitation de ces nappes perchées peut être envisagée par l'étude de solutions adaptées (puits à drains rayonnants et pose de pompes à mains... etc).
- Les villages de la zone de Tanalamaromena (zone 5) (Maromena, Tanalamaromena, Ankilimivony, Andranotohoka, Ambaheva, Vatolalaka Est) ne bénéficient pas de ressources en eau de bonne qualité, à proximité. A moins que la réalité d'écoulements d'eau douce sous la bande côtière ne soit démontrée par forage, un système d'adduction à partir du plateau Mahafaly (forage F13) apparaît la solution la plus vraisemblable pour l'alimentation de ces villages.
- Dans la zone centrale (zone 8) de la bande côtière, la situation des villages est assez variable, les eaux sont en général moyennement minéralisées dans les points d'eau traditionnels (en surface). Les moins minéralisés ont déjà été réhabilités et équipés d'une pompe dans le cadre de la prévention du choléra (Efoetse, Marofijery, Montelimy). Quelques forages ont été réalisés sur la zone (F9, F11, F12, F38 et F39) et ont permis à chaque fois de capter en profondeur des eaux moins minéralisées que celles issues des points d'eau en surface. A moins qu'une solution d'adduction d'eau ne soit envisagée (par exemple à partir du forage F9), l'implantation de nouveaux forages devrait permettre d'améliorer la qualité des ressources en eaux des villages de la zone (Ankalindrano, Ankilibory, Maromitlike, Manasy, Ankilitelo, Anja-Belitsaka). Sachant que d'une manière générale, la minéralisation de la nappe diminue vers l'Est, on cherchera systématiquement à implanter les forages le plus à l'Est possible, tout en tenant compte des autres paramètres d'implantation comme la distance que les villageois sont susceptibles de parcourir (Ex : les habitants de Manasy parcourent à l'heure actuelle plus de 3 km pour aller chercher de l'eau près du lac Tsimanempetsotsa).
- Dans le sud de la bande côtière, (zone 9) on peut considérer que l'ensemble de la nappe littorale est exploitable, car les écoulements en provenance du plateau sont importants et la minéralisation est relativement faible. La réalisation de forages équipés de pompe manuelle a été la solution retenue par le PNUD pour l'équipement de la plupart des villages de cette zone. Cependant, le type de pompe manuelle installée (India III) ne fonctionne correctement que pour des profondeurs inférieures à 40 m. Quelques villages situés en altitude n'ont pas pu être équipés. L'installation d'un autre type de pompe pourrait être une solution.
- Au sud de la Linta, l'important village d'Androka bénéficie de ressources en eau souterraine de bonne qualité, exploitée à l'heure actuelle par de nombreux puits traditionnels. Etant donné les besoins importants de cette petite ville, une amélioration significative des conditions d'exploitation peut être envisagée, soit en équipant chaque point d'une pompe manuelle, soit en répondant à l'ensemble des besoins à partir d'une station de pompage associée à un réseau de distribution. En raison de sa très faible minéralisation, le puits de Saodona en rive gauche de la Linta est à l'heure actuelle utilisé de manière très intense, notamment par les habitants de nombreux villages environnants. L'amélioration de l'exploitation de ce points d'eau doit être envisagée. Etant donné l'exploitation importante de ce puits, une simple pompe manuelle n'est pas suffisante. L'aménagement d'une station de captage peut-être envisagée.

D'une manière générale, l'étude comparative des différentes solutions énergétiques pour l'équipements de stations de pompage (Hydromad, 2001), montre que sur la zone, étant donnés: les excellentes conditions d'ensoleillement, les problèmes de maintenance, le contexte géographique et social, même si elle présente un coût supérieur au départ, la solution solaire est la mieux adaptée pour l'équipement des infrastructures sur la bande côtière Mahafaly.

### **VII.3. Perspectives**

Si le travail présenté ici marque une première étape importante dans la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du sud ouest de Madagascar et particulièrement de la nappe littorale, ce qui a permis un certain nombre de réalisations pour l'amélioration des ressources en eaux de plusieurs villages, un grand nombre d'inconnues et d'hypothèses à confirmer existent encore, notamment pour permettre une quantification précise des ressources en eau.

➤ D'un point de vue géologique, les progrès réalisés dans la connaissance du remplissage côtier (grâce aux données recueillies en surface et en profondeur) ont permis de montrer les liens qui peuvent exister entre l'hydrogéologie et la nature de ce remplissage. Une étude beaucoup plus précise de la géomorphologie de la plaine littorale et du plateau, associée à une reconstitution paléogéographique du Quaternaire pourrait sans doute permettre une approche pertinente des écoulements et des ressources en eaux sur le littoral.

➤ Sur la bande côtière, plusieurs incertitudes subsistent quant à la piézométrie de la nappe. Etant données les très faibles différences de charges mises en évidence par la première campagne, il apparaît maintenant nécessaire d'obtenir un nivellement des points d'eau avec une précision absolue de l'ordre du cm. Par ailleurs, ce nivellement devra être impérativement calé par rapport au niveau de la mer. Nous avons vu que le niveau marin moyen ainsi que l'amplitude des marées tendent à diminuer du Nord au Sud, le long du littoral. Une succession de suivis marégraphiques devrait permettre de confirmer cette tendance. Une fois raccordé au niveau de la mer, ce nivellement devrait permettre :

- une bonne représentation de la piézométrie de la nappe littorale,
- d'examiner l'existence éventuelle de dépressions piézométriques en relation avec des pôles de salinisation de la nappe,
- de confirmer et de mieux cerner la zone de vidange du lac dans la nappe
- de quantifier la mise en charge de l'aquifère éocène par rapport à la nappe littorale et par rapport à la mer.
- de préciser les gradients piézométriques du nord au sud de la nappe littorale

➤ Nous n'avons à l'heure actuelle que très peu de données sur les paramètres hydrodynamiques des aquifères. Ceux-ci pourraient être approchés, à différentes échelles, par la modélisation des réactions piézométriques aux marées (retard et amortissement) (Razack et al. 1980). Deux types de modèles doivent être envisager : en nappe libre, pour les nappes des dunes vives et de la "nappe littorale générale" et en nappe semi-captive pour l'aquifère éocène. Ce type de manipulation nécessite de connaître avec précision les variations du niveau marin et leur amplitude, parallèlement au suivi piézométrique précis des points d'eau, d'où l'importance des suivis marégraphiques. De même, si l'influence de la dynamique du niveau marin dans le comportement de la nappe à proximité de la mer a été démontrée analytiquement, une modélisation pourrait permettre de préciser le comportement de l'interface eau douce/eau salée dans les nappes des dunes vives.

➤ L'auscultation précise et systématique du niveau et de la C.E. dans les forages pourraient permettre de préciser l'effet de l'intrusion marine par les conduits karstiques. Associées aux informations sur la piézométrie et les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère éocène, dans le nord de la bande côtière, ces données permettraient de discuter de la possibilité de circulations d'eau douces sous la bande côtière. Toutefois, étant données la complexité du problème de contamination marine en milieu fracturé, seul l'accès direct à cet aquifère par forage profond (Profondeur > 100m) permettrait de déterminer les possibilités



## SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

d'exploitation de celui-ci, sous la bande côtière. En outre, un tel ouvrage permettrait de situer le substratum Eocène de la bande côtière.

➤ Nous avons vu que certains points d'eau présentaient des variations importantes de leur C.E.. Le suivi dans le temps, des concentrations des éléments majeurs sur ces points d'eau, permettrait de préciser l'origine de ces variations (dissolution de sels de la zone non saturée, évaporites, contamination plus lointaine...). Dans le cas des points proches du lac, ceci permettrait de confirmer l'éventuel rôle du lac dans la minéralisation de la nappe. Le suivi sur un an, de la composition chimique des eaux du lac, associé au suivi de la pluie sur la région permettrait de confirmer les hypothèses sur son fonctionnement hydrogéologique.

➤ Ce travail a permis de mettre en évidence une anomalie chimique au sein de la nappe, suggérant la possible contribution de remontées d'eaux profondes, dans la minéralisation de certaines zones de la nappe littorale (Tanalamaromena). Etant donné le contexte structural de la zone, et l'existence en amont de sources hydrothermales (vallée de l'Onilahy, zone de Betioky), de telles remontées pourraient exister dans toute la zone nord du plateau Mahafaly et de la bande côtière. Cette hypothèse est très importante car, elle pourrait expliquer une part significative de la minéralisation de la nappe éocène (et littorale), dans la zone Nord. La multiplication des analyses chimiques des éléments majeurs et des éléments  $\text{Br}^-$ ,  $\text{Sr}^{2+}$  à différentes périodes du cycle hydrologique, sur d'autres points de la zone Nord, du plateau Mahafaly et du bassin de Betioky, devraient permettre de confirmer cette hypothèse ou dans le cas contraire, d'expliquer cette anomalie chimique.

➤ En considérant que l'alimentation principale de la nappe littorale est issue de l'écoulement de la nappe générale à travers les terrains de la bande côtière, la quantification de ces écoulements passe nécessairement par l'établissement du bilan de la nappe générale. Si la fonction entrée principale qu'est la pluie peut être approchée, nous avons vu qu'il existe dans cette région de grosses incertitudes sur le calcul de la reprise par évaporation. De même, les informations disponibles sur les débits des eaux de surface restent très fragmentaires et les entrées/sorties par le réseau hydrographique sont mal connues. Nous avons vu par ailleurs qu'il existait sur la zone des remontées d'eau hydrothermales dont l'origine est peut être lointaine. A part au niveau de quelques sources particulières, il paraît illusoire de quantifier ces apports dont une partie doit se faire de manière occulte. A l'heure actuelle, il apparaît donc difficile d'effectuer un bilan à cette échelle par manque de données mais c'est ce à quoi pourront s'attacher les éventuelles futures études.

FIN

... à suivre !!!

## Références bibliographiques

- ADEKS. 2000. Mission exploratoire sur le plateau Mahafaly (Madagascar) ; Antananarivo, 11 pages.
- Aide et Action. 2001. Rapport annuel. ONG Aide et Action, Tuléar.
- André, G. 1999. Structure et hydrodynamique du plateau Mahafaly (Madagascar). Faculté des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- Archambault, J. 1957. Etude hydraulique pastorale dans le sud de Madagascar. Inspection Générale de l'Elevage à Madagascar.
- Ataie-Ashtiani, B., Volker, R. E. & Lockington, D. A. 1997. Tidal effects on the sea water intrusion in unconfined aquifers. *Journal of Hydrology* **216**, 17-31.
- Arouze, J. 1957. carte hydrogéologique du sud de madagascar. Service géologique de Madagascar. Echelle 1/500000.
- Arouze, J. 1959. Hydrogéologie du Sud de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université Paris.
- Battistini, R. 1964. Etude géomorphologique de l'Extrême Sud de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université de Madagascar,.
- Battistini, R. 1975. Morphologie et sédimentologie du canyon sous-marin de l'Onilahy (Sud-Ouest de Madagascar). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.* **VII**(2), 95-110.
- Bear, J., Shamir, U., Gambiel, A. & Shapiro, A. M. 1985. Motion of the seawater interface in a costal aquifer by the method of successive steady states. *Journal of Hydrology* **76**, 119-132.
- Bergeron, G. 1996. Schéma directeur pour la maitrise de l'eau dans le sud de Madagascar. P.N.U.D., Hydromad, Antananarivo.
- Bertil, D. & Regnault, J. M. 1998. Seismotectonics of Madagascar. *Tectonophysics* **294**, 57-74.
- Besairie, H. & Collignon, M. 1971. *Géologie de Madagascar*. Annales géologiques de Madagascar.
- Blavoux, B. & Letolle, R. 1995. Apport des techniques isotopiques à la connaissance des eaux souterraines. *Géochronique* **54**.
- BRGM. 1995. Programme d'hydraulique villageoise : 150 points d'eau dans le sud de Madagascar. Rapport de fin de travaux, 40 pages.
- Castany, G. 1982. *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Dunod, Paris. 236 pages.
- Chaperon, P., Danloux, J. & Ferry, L. 1993. *Fleuves et rivière de Madagascar*.
- Domergue, C. 1970. Fluctuation des nappes de l'ouest sud de Madagascar (entre Fihrenena et Mangoky). *C.R. Sem. Géol. Madagascar*,.

## Références bibliographiques

- Equipe Cousteau, Aquassistance, Antea & Hydromad. 1997. Evaluation environnementale d'un projet d'alimentation en eau potable et d'assainissement dans la région rurale d'Anakao, 39 pages.
- Fauroux, E. 1999. Atelier sur les systèmes agraires et systèmes de productions de Madagascar (inédit).
- Fedrigoni, L., Krimissa, M., Zouari, K., Maliki, A. & Zuppi, G. M. 2001. Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **332**, 665-671.
- Fontes, J. C. 1976. Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie.
- FTM, F. T. i. M. 2000. Base de donnée SIG de Madagascar. FTM, Antananarivo.
- Geophotoservice Inc. 1966. Carte photogéologique, Zone 1 Tuléar, réalisée pour les Nations Unies, fond spécial. Echelle 1/100 000<sup>ème</sup>. Sciences services division Texas Instrument incorporated, Denver USA.
- Goni, I. B., Fellman, E. & Edmunds, W. M. 2001. Rainfall geochemistry in the sahel region of northern Nigeria. *Atmospheric environment* **35**, 4331-4339.
- Grillot, J. C., Ralaimaro, J. & Arthaud, F. 1993. Aquifères karstiques et caractéristiques des eaux à l'étiage : exemple de la zone tropicale de l'hémisphère sud (Madagascar). *Hydrogéologie* **3**, 199-206.
- Groupe Campus "le rifting Malgache". 1999. L'évolution géologique de Madagascar et la dislocation du Gondwana : une introduction. *Journal of African Sciences* **28**(4), 919-930.
- Hsissou, Y., Chauve, P., Mania, J., Mangin, A., Bakalowicz, M. & Gaiz, A. 1996. Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla (Maroc) par le rapport des concentrations molaires  $Sr^{2+}/Ca^{2+}$ . *Journal of Hydrology* **183**, 445-451.
- Hsissou, Y., Mudry, J., Mania, J., Bouchaou, L. & Chauve, P. 1999. Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine du Souss (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **328**, 381-386.
- Hydromad. 1999. Etude et travaux hydrogéologiques et géophysique dans le grand sud de Madagascar. Rapport d'activité. Hydromad, Antananarivo.
- Hydromad. 2001. Etude de préfaisabilité pour l'alimentation des villages d'Anakao et d'Antsirafaly. PNUD, Antananarivo.
- Karche, J.-P. 1961. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du plateau calcaire Mahafaly et aperçu sur l'hydrogéologie de Madagascar. Thèse de Doctorat, Université de Paris.
- Krimissa, S. 1998. Reconnaissance hydrochimique et isotopique du système aquifère de la région Chtouka-Masa (Agadir, Maroc). Université Paris-Sud, 129 pages.

## Références bibliographiques

- Lambiliotte, S. 2000. Aspects humain et technique du problème de l'eau dans le Sud-Ouest malgache. Université Nice Sophia Antipolis, Nice, 41 pages.
- Malod, J. A., Mougnot, D., Raillard, S. & Maillard, A. 1991. Nouvelles contraintes sur la cinématique de Madagascar : les structures de la chaîne de Davie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **312**(II), 1639-1646.
- Marjoua, A. 1995. Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Chaouia côtière (Maroc) : Origine de la salinisation des eaux. Thèse de Doctorat, Université Paris XI.
- Matray, J. M. 1988. Hydrochimie et géochimie isotopique des eaux de réservoir pétrolier du Trias et du Dogger dans le bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud.
- Meybeck, M. 1984. Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse d'état, Université Paris VI.
- Mijatovic, B. F. 1986. Problèmes de captage en régions karstiques littorales. *Bull. du centre d'hydrogéologie de Neuchatel* **7**, 65-106.
- Nicolini, E. 1980. Les isotopes du milieu dans les précipitations relevées à Antananarivo et aux stations du réseau AIEA de l'Océan indien occidental. Application des techniques isotopiques aux nappes captives du Sud Ouest de Madagascar. Thèse de doctorat, Université Paris XI.
- Nicolini, E. 1982. Le tritium dans les précipitations relevées dans l'océan indien occidental. *Eau du Québec* **15**(1).
- Nielsen, P. 1999. Groundwater Dynamics and Salinity in coastal Barriers. *Journal of Coastal Research* **15**(3), 732-740.
- OMS. 1998. Directives de qualité pour l'eau de boisson. Organisation Mondiale de la Santé, 40 pages.
- Pavlovsky, R. 1951. Recherches hydrogéologiques dans la zone côtière du pays Mahafaly. Bureau géologique, Antananarivo, 14 pages.
- Piqué, A., Laville, A., Chotin, P., Chorowicz, J., Rakotondraompiana, S. & Thouin, C. 1999. l'extension à Madagascar du Néogène à l'Actuel : arguments structuraux et géophysiques. *Journal of African Sciences* **28**(24), 975-983.
- Rabemanana, V. 2002. Origine et caractérisation de la salinité des eaux dans les aquifères de socle : cas de la région de l'Androy (Sud de Madagascar). Thèse de doctorat, Université Paris VI. 182 pages
- Rakotoarimanga, R. A. 2000. Etudes structurales du plateau calcaire Mahafaly, appliquées à l'hydrogéologie. Université d'Antananarivo, 74 pages.
- Rakotondraompiana, S., Albouy, Y. & Piqué, A. 1999. Modèle de lithosphère pour l'île de Madagascar (Océan indien occidental): nouvelle interprétation des données gravimétriques. *Journal of African Earth Sciences* **28**(4), 961-973.

## Références bibliographiques

- Razack, M., Drogue, C., Romariz, C. & Almeida, C. 1980. Etude de l'effet de marée océanique sur un aquifère carbonaté côtier (Miocène de l'Algarve - Portugal). *Journal of Hydrology* **45**, 57-69.
- Rechenmann, J. 1982. Gravimétrie de Madagascar. *Geophysique* **18**, 3-128.
- Salomon, J. N. 1986. Le Sud-Ouest de Madagascar, étude de géographie physique. Unpublished géographie thesis, Université d'Aix-Marseille.
- Schoeller, H. 1962. *Les eaux souterraines*, Ed Masson, Paris 642 pages.
- SHOM. 1953. De Tuléar au cap Ste Marie, Paris. Carte bathymétrique au 1/312423
- SHOM. 1984. Instruction nautiques pour l'Océan Indien. Service Hydrographique et Océanographique de la marine. Paris.
- Sourdat, M. 1976. Le Sud-Ouest de Madagascar. Etude géodynamique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* **XIV**(3), 245-254.
- Sourdat, M., Karche, J. P. & Battistini, R. 1971. Phénomènes de pédogénèse et de karstification dans le sud-ouest de Madagascar. *Revue de géographie* **18**, 50-75.
- Winckel, A. 2002. Etablissement d'une typologie des eaux thermales par une approche hydrochimique, isotopique et tectonique. Exemple du Maroc. Thèse de doctorat, Université Paris XI.
- Younsi, A. 2001. Méthodologie de mise en évidence des mécanismes de salure des eaux souterraines côtières en zone semi-aride irriguée (Chaouia côtière, maroc). Thèse de doctorat d'état, Université Chouaib Doukkali.

## Liste des figures

Figure I-1: Situation et contexte morphologique de la zone d'étude.....	15
Figure I-2 : Subdivisions morphologiques du plateau Mahafaly (d'après Aurouze 1957).....	17
Figure I-3 : Carte des isohyètes du Sud-Ouest .....	19
Figure I-4 : Répartition des pluies dans l'année à Tuléar et Soalara .....	20
Figure I-5 : Températures moyennes mensuelles à la station de Tuléar.....	21
Figure I-6 : Carte d'isovaleurs de l'évapotranspiration annuelle selon la formule de Thornthwaite .....	22
Figure I-7 : Pluviométrie au nord de la bande côtière pendant la durée de l'étude .....	23
Figure I-8 : Hydrographie du "Grand Sud" (d'après Battistini 1964) .....	25
Figure I-9 : Variation théoriques des marées sur la zone pendant 2 mois (Table de Tuléar) .....	28
Figure I-10 : Variation du niveau marin moyen pendant l'année.....	28
Figure I-11 : Extrapolation, du niveau moyen de la mer sur la zone d'étude.....	29
Figure I-12 : Comparaison de la marée observée à Beheloka avec la marée théorique, à Tuléar .....	30
Figure I-13 : Répartition des villages dans le S-W de Madagascar.....	32
Figure II-1 : Carte géologique et structurale schématique du sud-ouest de Madagascar .....	39
Figure II-2 : Situation des bassins sédimentaires de Madagascar et de l'Afrique orientale. ....	41
Figure II-3 : Série stratigraphique schématique des terrains sédimentaires du sud de Madagascar.....	42
Figure II-4 : Tentative de synthèse des événements paléo-climatiques du Plio-Quaternaire .....	47
Figure II-5 : Stratification des horizons dunaires sur la plaine littorale de Tuléar (Sourdat 1976) .....	50
Figure II-6 : Structure profonde du Sud du bassin de Morondava-Tuléar (d'après Besairie 1972) .....	52
Figure II-7 : Coupes sur la structure du bassin de Morondava-Tuléar (Besairie, 1972). ....	53
Figure II-8 : Accidents majeurs affectants le bassin de Morondava (Cliquet 1957) .....	54
Figure II-9 : Coupes sériées du plateau Mahafaly. (d'après Aurouze 1957).....	56
Figure II-10 : Principales directions de linéaments relevées sur le plateau Mahafaly par photographies aériennes et images satellites (d'après André 1999).....	57
Figure II-11 : Rejet de la faille de Tuléar au nord de l'Onilahy (d'après Battistini, 1964).....	58
Figure II-12 : Bathymétrie sommaire de la zone d'Androka .....	59
Figure II-13 : Topographie de l'aven Antaniotsibe (d'après Dobrilla et Colney <i>in</i> ADEKS 2000).....	61
Figure II-14 : Topographie de l'aven Lavaboro (d'après Dobrilla et Colney <i>in</i> ADEKS, 2000).....	61
Figure III-1 : Carte piézométrique schématique de la nappe générale .....	67
Figure IV-1 : Exemples de traitements d'images satellite en fausses couleurs .....	79
Figure IV-2 : Situation des forages sur la bande côtière. ....	82
Figure IV-3 : Coupes schématiques des forages effectuées sur la bande côtière. ....	90
Figure IV-4 : Hypothèse sur la structure profonde de la bande côtière et le positionnement de la faille bordière du plateau. ....	93
Figure IV-5 : Hypothèse sur le tracé de la faille bordière à travers le canyon de l'Onilahy .....	94
Figure IV-6 : Hypothèse d'un bloc basculé à l'est d'Ankilimivony. ....	95
Figure IV-7 : Hypothèse d'une faille satellite orientale au débouché du couloir d'Itombona. ....	96
Figure IV-8 : Passage de la faille bordière sous le lac Tsimanempetsotsa. ....	97
Figure IV-9 : Hypothèse du tracé de la faille bordière du plateau sous le lac Tsimanempetsotsa .....	98
Figure IV-10 : Hypothèses sur le tracé d'une ou deux failles dans l'écène de la zone d'Itampolo.....	99
Figure IV-11 : Hypothèse d'une faille satellite dans la région d'Itampolo, à l'ouest des calcaires écènes de la bande côtière.....	100

Figure IV-12 : Hypothèse sur l'évolution de la structure du remplissage côtier en profondeur, du Nord au Sud .....	102
Figure IV-13 : Coupes schématiques et hypothétiques de la bande côtière. ....	103
Figure IV-14 : Situation des coupes levées sur le littoral Sud.....	104
Figure IV-15 : Représentation schématique des coupes stratigraphiques levées dans le sud de la bande côtière. ....	105
Figure V-1 : Carte de répartition des points d'eau sur la bande côtière .....	110
Figure V-2 : Profils piézométriques de la nappe littorale.....	117
Figure V-3 : Situation du lac Tsimanempetsotsa et des points d'eau alentours .....	118
Figure V-4 : Evolution synchrone du niveau du lac sur deux stations Nord et Sud.....	119
Figure V-5 : Evolution du niveau du lac en fonction de l'intensité du vent.....	120
Figure V-6 : Variations du niveau du lac et pluviométrie sur une période 8 mois. ....	121
Figure V-7 : Profils piézométriques sur la bordure S-W du Lac .....	122
Figure V-8 : Hypothèses sur les écoulements sur la bordure ouest du lac Tsimanempetsotsa.....	123
Figure V-9 : Situation des dépressions piézométriques soupçonnées, sur la bande côtière .....	124
Figure V-10 : Carte de la conductivité électrique des points d'eau de la bande côtière.....	126
Figure V-11 : Conductivité électrique dans les points d'eau du nord de la bande côtière .....	128
Figure V-12 : Conductivité électrique dans les points d'eau du sud de la bande côtière .....	128
Figure V-13 : Exemple de variation annuelle de la température des points d'eau (puits d'Antsirafaly).....	129
Figure V-14 : Température de l'eau en fonction de la profondeur et de l'aquifère capté .....	130
Figure V-15 : Exemple de résultats de pompage longue durée ; Forage F42.....	136
Figure V-16 : Suivi du F1 en pompage avec surveillance du F2.....	138
Figure V-17 : exemple de réaction du niveau de la nappe, à la marée bi-journalière (forage F13) .....	140
Figure V-18 : Amplitude de la marée sur différents points d'eau de la bande côtière .....	141
Figure V-19 : Réaction à la marée des points proches du rivage .....	142
Figure V-20 : Relation entre la réaction à la marée et la distance à l'embouchure de l'Onilahy (Soalara) ..	143
Figure V-21 : Relation entre la réaction à la marée et la distance à la mer des points d'eau situés au sud du lac Tsimanempetsotsa.....	144
Figure V-22 : Suivi de la conductivité sur plusieurs cycles de marée, dans l'aquifère éocène (Forage F5) .	145
Figure V-23 : Réaction piézométrique aux variations d'amplitude des marées à Beheloka .....	146
Figure V-24 : Réaction piézométrique aux variations d'amplitude des marées sur le forage F11 .....	147
Figure V-25 : Réaction piézométrique à la variation d'amplitude des marées dans l'Eocène (Forage F2)...	148
Figure V-26 : détail de la réaction piézométrique à la marée dans le F10 .....	149
Figure V-27 : Explication schématique de l'hydrodynamique des points proches de la mer.....	150
Figure V-28 : Variations piézométrique annuelle de la nappe (mesures des forages).....	154
Figure V-29 : Exemple d'influence des pluies sur la C.E. d'un point d'eau (puits de Montelimy) .....	155
Figure V-30 : exemple de l'influence des pluies sur la C.E. de la nappe (puits de Marofijery).....	156
Figure V-31 : Détail des points d'eau de la presqu'île de Sarodrano et alentours .....	158
Figure V-32 : Evolution de la conductivité électrique dans le puits de Sarodrano .....	159
Figure V-33 : Evolution de la température dans le puits de Sarodrano.....	160
Figure V-34 : Coupe schématique montrant l'hypothèse d'une alimentation d'origine karstique, de la nappe de la presqu'île de Sarodrano .....	161
Figure V-35 : Situation des piézomètres et points d'eau sur le site d'Ampasinabo .....	162
Figure V-36 : Réactions piézométriques aux marées de la nappe des dunes vives.....	163
Figure V-37 : Profil piézométrique de la nappe des dunes vives (site d'Ampasinabo).....	164
Figure V-38 : Conductivité électrique de la nappe des dunes vives en fonction de la profondeur. ....	165

Figure V-39 : Coupe transversale schématique des dunes vives .....	166
Figure V-40 : Suivi hydrodynamique dans les dunes vives (puits d' Ampasinabo).....	167
Figure V-41 : Suivi hydrodynamique sur deux ans du puits d' Ampasinabo.....	168
Figure V-42 : Principe de l'essai au double anneau .....	168
Figure V-43 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique dans le sud de la bande côtière .....	171
Figure V-44 : Schéma de fonctionnement hydrogéologique au Nord de la bande côtière .....	173
Figure VI-1 : Situation des points de prélèvements sur la bande côtière .....	176
Figure VI-2 : Diagrammes de Piper et Schoeller des points d'eau hors de la bande côtière.....	178
Figure VI-3 : Corrélation entre la minéralisation totale dissoute et la conductivité électrique des eaux .....	180
Figure VI-4 : Relation entre les éléments chimiques et la minéralisation totale des eaux de la bande côtière (30 échantillons) .....	181
Figure VI-5 : Faciès chimique des eaux de la bande côtière .....	183
Figure VI-6 : Analyse en composante principale sur les éléments majeurs des eaux de la bande côtière ....	184
Figure VI-7 : Indices de saturation des eaux de la bande côtière vis à vis des principaux minéraux.....	186
Figure VI-8: Corrélation entre les teneurs en sodium et en chlorures des eaux de la bande côtière .....	187
Figure VI-9 : Rapport $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ en fonction de $\text{Cl}^-$ pour les points de la bande côtière .....	189
Figure VI-10 : Rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ en fonction de la C.E. des eaux de la bande côtière .....	190
Figure VI-11 : Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ en fonction de la C.E. des eaux de la bande côtière.....	191
Figure VI-12 : Rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ en fonction de la C.E. des eaux de la bande côtière.....	192
Figure VI-13 : Rapport molaire $\text{Si}/\text{Cl}^-$ en fonction de la teneur en $\text{Cl}^-$ des eaux de la bande côtière .....	193
Figure VI-14 : rapport $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$ en fonction de $\text{Cl}^-$ .....	195
Figure VI-15 : Rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en fonction de $\text{SO}_4^{2-}$ .....	197
Figure VI-16 : Relation entre le lithium et la minéralisation des points d'eau.....	197
Figure VI-17 : $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de la bande côtière en fonction de la distance à la mer .....	200
Figure VI-18 : diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ pour les eaux du socle et de la bande côtière .....	201
Figure VI-19 : Teneurs en tritium des points d'eau de la bande côtière, en fonction de leur minéralisation	202
Figure VI-20 : Corrélation entre la conductivité électrique des eaux de pluie et leur teneur en chlorure (14 échantillons) .....	204
Figure VI-21 : Courbes cumulées des apports en NaCl et des précipitations sur la bande côtière .....	205
Figure VI-22 : Corrélation entre les apports cumulés de NaCl et les précipitations .....	206
Figure VI-23 : Processus de fractionnement hydrochimique des eaux du lac.....	207
Figure VI-24 : Coupe structurale schématique montrant la possibilité de remontées profondes d'eaux minéralisées (d'après André, 1999 modifié).....	209
Figure VII-1 : Situation géographique des différents systèmes hydrogéologiques individualisés sur la bande côtière (les limites ne sont qu'indicatives) .....	214