

TABLE DES MATIERES

LISTE DES ABREVIATIONS.....	IV
LISTE DES FIGURES.....	V
LISTE DES TABLEAUX.....	VIII
LISTE DES ANNEXES.....	IX
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1. BASES THEORIQUES	4
1.1. DATATION D'EAUX SOUTERRAINES RÉCENTES PAR LE TRITIUM.....	4
1.1.1. Les isotopes de l'environnement.....	4
1.1.2. Les « âges » des eaux souterraines.....	5
1.1.3. Approche de datation des eaux souterraines par les isotopes de l'environnement.....	5
1.1.4. Application : détermination des âges des eaux souterraines récentes par le tritium.....	7
1.1.4.1. Le tritium dans les précipitations.....	8
1.1.4.2. Interprétation qualitative des données en tritium.....	9
1.1.4.3. Interprétation quantitative des données en tritium : estimation de l'âge des eaux souterraines.....	10
1.2. PROCESSUS GÉOCHIMIQUES DE MINÉRALISATION DES EAUX SOUTERRAINES	11
[10] ; [11] ; [12]	11
1.2.1. Minéralisation des eaux souterraines à travers le sol.....	13
1.2.2. Minéralisation des eaux souterraines par interaction eau-roche.....	13
1.2.2.1. Echange d'ions-Impact sur la composition chimique de l'eau	14
1.2.2.2. Dissolution/précipitation des minéraux.....	15
1.2.3. Réaction d'oxydo-réduction.....	17
1.2.4. Interaction solution aqueuse/solution vapeur.....	17
CHAPITRE 2. THEORIE DE LA MODELISATION	19
2.1. MODÉLISATION MATHÉMATIQUE DES ÂGES DES EAUX SOUTERRAINES	19
2.1.1. Définitions.....	19
2.1.1.1. Méthode des traceurs.....	19
2.1.1.2. Modèle conceptuel	19
2.1.1.3. Modèle mathématique.....	19
2.1.1.4. Vérification d'un modèle mathématique.....	19
2.1.1.5. Technique de modélisation.....	19
2.1.1.6. Etalonnage d'un modèle.....	20
2.1.1.7. Validation du modèle.....	20
2.1.2. Approche du modèle de la boîte noire ou modèle empirique dans la détermination des âges des eaux souterraines	20
2.1.2.1. Modèle piston.....	22
2.1.2.2. Modèle exponentiel.....	23
2.1.2.3. Modèle combiné exponentiel et piston	24
2.1.2.4. Modèle de dispersion.....	24
2.1.3. Application du modèle empirique dans la détermination des âges des eaux souterraines : la méthode du tritium.....	25
2.1.4. Sources d'erreurs.....	27
2.1.5. Le logiciel FLOWPC [25]	27
2.1.5.1. Description.....	27
2.1.5.2. Technique de modélisation.....	28
2.1.5.3. La fonction d'entrée.....	28
2.1.5.4. Le fichier contenant les concentrations mesurées sur un site d'observation.....	30
2.1.5.5. Exemples	31
2.2. MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE DES PROCESSUS DE MINÉRALISATION DES EAUX SOUTERRAINES	33
2.2.1. Eléments de modèle conceptuel	33

2.2.2. Indice de saturation dans le développement de modèles conceptuels.....	33
2.2.3 Méthode de modélisation géochimique.....	33
2.2.4. Modélisation géochimique par la méthode de bilan de masse.....	36
2.2.5. Sources d'erreurs et limites	37
2.2.5.1. Sources d'erreurs.....	37
2.2.5.2. Limites.....	37
2.2.6. Le logiciel NETPATH V 2.0 [27]	38
2.2.6.1. Description.....	38
2.2.6.2. Bases de données (DB) utilisées par NETPATH	38
2.2.6.3. Concepts théoriques et terminologie.....	39
CHAPITRE 3. RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS.....	42
3.1. PROJETS DE DÉVELOPPEMENT D'ADDUCTION EN EAU POTABLE.....	42
3.2. TRAVAUX SCIENTIFIQUES.....	43
3.2.1. Investigations hydrogéologiques.....	43
3.2.2. Investigations hydrochimiques.....	45
3.2.3. Apports des techniques isotopiques	46
CHAPITRE 4. PRESENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	49
4.1. CONTEXTE GÉOGRAPHIQUE.....	49
4.2. TOPOGRAPHIE.....	49
4.3. RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE.....	50
4.4. CONTEXTE CLIMATIQUE.....	52
4.4.1. Précipitation	52
4.4.2. Evaporation	53
4.4.3. Température.....	54
4.4.4. Humidité relative.....	55
4.5. CONTEXTE GÉOLOGIQUE.....	56
4.5.1. Morphologie.....	58
4.5.2. Lithologie et stratigraphie.....	58
4.5.3. Tectonique.....	59
4.6. CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE.....	59
4.7. MINÉRALOGIE.....	63
CHAPITRE 5. METHODOLOGIE ET RESULTATS.....	64
5.1. MÉTHODOLOGIE.....	64
5.2. ÉCHANTILLONNAGE.....	65
5.3. LES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES SUR TERRAIN.....	66
5.4. LES MESURES AU LABORATOIRE.....	67
5.5. RÉSULTATS	67
5.5.1. Paramètres de terrain.....	67
5.5.2. Hydrochimie.....	69
5.5.3. Isotope.....	70
CHAPITRE 6. INTERPRETATION DES RESULTATS	72
6.1. DÉTERMINATION DES ÂGES DES EAUX SOUTERRAINES SUPERFICIELLES.....	72
6.1.1. Reconstruction des données en tritium des précipitations de la zone d'étude	72
6.1.1.1. Description de la méthode d'interpolation par triangulation.....	72
6.1.1.2. Application sur la zone d'étude.....	73
6.1.2. Détermination des temps de résidence moyens de quelques points d'eau.....	79
6.1.3. Validation des modèles.....	84
6.2 DÉTERMINATION DES PROCESSUS DE MINÉRALISATION DES EAUX SOUTERRAINES.....	86
6.2.1. Nappes superficielles.....	86
6.2.1.1. Hydrogéochimie	86
6.2.1.2. La pollution par le nitrate et la minéralisation des eaux superficielles	97
6.2.1.3. Modélisation géochimique	100
6.2.1.4. Isotope.....	113

6.2.2. Nappes moyennes et profondes captées par les forages.....	119
6.2.2.1. Hydrogéochimie	119
6.2.2.2. Modélisation géochimique.....	129
6.2.2.3. Isotope.....	137
6.2.3. Validation des modèles.....	139
6.2.3.1. Mesure et analyse.....	139
6.2.3.2. Le logiciel NETPATH.....	140
6.2.3.3. Les choix des phases réactives.....	140
6.2.3.4. Les travaux antérieurs.....	140
6.2.3.5. Le jugement du modélisateur	141
CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS.....	142
REFERENCES	147
ANNEXES.....	152
.....	196

LISTE DES ABREVIATIONS

AIEA	Agence Internationale de l'Energie Atomique
ASJA	Athénée Saint Joseph Antsirabe
CE	Conductivité électrique
EM	Efficacité du modèle
ESPA	Ecole Supérieure de Polytechnique
	d'Antananarivo
FIS	Fondation Internationale pour la Science
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation
IOGA	Institut et Observatoire de Géophysique
	d'Antananarivo
IS	Indice de saturation
JICA	Japan International Co-operation Agency
MD	Modèle de dispersion
ME	Modèle exponentiel
MEP	Modèle combiné exponentiel et piston
MP	Modèle piston
OD	Oxygène dissous
OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
SAHA	Sahan'asa Hampandrosoana ny Ambanivohitra
STD	Solide totaux dissous
UNESCO.....	United Nations for Educational, Scientific and
	Cultural Organization
UNICEF.....	United Nations Children's Fund

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. CONCENTRATION DU TRITIUM DANS LES PRÉCIPITATIONS, COLLECTÉES DANS QUATRE STATIONS DE L'AIEA DEPUIS 1950 : OTTAWA, CANADA (HÉMISPHERE NORD, CONTINENTAL); VALENTIA, IRLANDE (HÉMISPHERE NORD, MARINE); HARARE, ZIMBABWE (HÉMISPHERE SUD, CONTINENTAL); KAITOKE, NOUVELLE ZÉLANDE (HÉMISPHERE SUD, MARINE).....	9
FIGURE 2. INTERACTION-EAU/VAPEUR/-ROCHE.	12
FIGURE 3. REPRÉSENTATION SCHÉMATIQUE DU MODÈLE EMPIRIQUE.....	21
FIGURE 4. MODÈLE D'ÉCOULEMENT PAR PISTON. LA CONCENTRATION.....	23
FINALE A SUBI UNE DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE.....	23
FIGURE 5. MODÈLE EXPONENTIEL. LA CONCENTRATION FINALE A SUBI UNE DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE.....	24
FIGURE 6. MODÈLE DE DISPERSION. LA CONCENTRATION FINALE A SUBI UNE DÉSINTÉGRATION RADIOACTIVE.....	25
FIGURE 7. EXEMPLE DE DONNÉES EN TRITIUM DES DEUX PUIITS (SITE 7 ET SITE 14), INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE	32
FIGURE 8. EXEMPLES DE DONNÉES EN TRITIUM POUR LES SOURCES 1 ET 2, INTERPRÉTÉS PAR LE MODÈLE DE DISPERSION (SOURCE 2) ET PAR LE MODÈLE EXPONENTIEL (SOURCE 1).....	32
FIGURE 9. MÉTHODE INVERSE DE MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE.....	34
FIGURE 10. MÉTHODE DIRECTE DE MODÉLISATION GÉOCHIMIQUE.....	36
FIGURE 11. RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	48
FIGURE 12. LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	49
FIGURE 13. RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	52
FIGURE 14. DISTRIBUTION MENSUELLE DE LA PRÉCIPITATION. VALEUR MOYENNE SUR LA PÉRIODE 2000–2003.....	53
FIGURE 15. DISTRIBUTION MENSUELLE DE L'ÉVAPORATION. VALEUR MOYENNE SUR LA PÉRIODE 2000 – 2003.....	54
FIGURE 16. DISTRIBUTION MENSUELLE DE LA TEMPÉRATURE. VALEUR MOYENNE SUR LA PÉRIODE 2000 – 2003.....	55
FIGURE 17. DISTRIBUTION MENSUELLE DE L'HUMIDITÉ RELATIVE. VALEUR MOYENNE SUR LA PÉRIODE 2000 – 2003.....	56
FIGURE 18A. CARTE GÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE – FIGURE 18B. COUPE LONGITUDINALE LE LONG DE I-I' (SOURCE JICA, 1996).....	57
FIGURE 19. DISTRIBUTION MENSUELLE DE LA PRÉCIPITATION ET DE L'ÉVAPORATION. VALEUR MOYENNE SUR LA PÉRIODE.....	59
FIGURE 20. CARTE HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE D'ÉTUDE. SOURCE JICA.....	62
FIGURE 21. ORGANIGRAMME DE MÉTHODOLOGIE.....	65
FIGURE 22. LOCALISATION DES FORAGES ET PUIITS VISITÉS POUR ÉCHANTILLONNAGE.....	68

FIGURE 23. FRÉQUENCE DE DISTRIBUTION DU STD DES EAUX DE PUIITS PAR RAPPORT AUX EAUX DE FORAGE.....	70
FIGURE 24. TRIANGULATION POUR L'INTERPOLATION DES CONCENTRATIONS DU TRITIUM DANS LES PRÉCIPITATIONS DE LA ZONE D'ÉTUDE.....	74
FIGURE 25. TRIANGULATIONS POUR LA VALIDATION DES RÉSULTATS DE L'INTERPOLATION DES DONNÉES EN TRITIUM DANS LES PRÉCIPITATIONS DE LA ZONE D'ÉTUDE. TRIANGULATION 2 (MALAN, DIEGO GARCIA, DARWIN), TRIANGULATION 3 (MALAN, DIEGO GARCIA, BRISBAINE).....	76
FIGURE 26. DONNÉES EN TRITIUM DANS LES PRÉCIPITATIONS DE MORONDAVA ET PRETORIA....	78
FIGURE 27. CONCENTRATIONS RECONSTRUITES DU TRITIUM DES PRÉCIPITATIONS DE LA ZONE D'ÉTUDE	79
FIGURE 28. DONNÉES EN TRITIUM DE W16, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. LA MEILLEURE DÉCONVOLUTION EST OBTENUE POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,05. LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W16 SERAIT DE 26 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 93 %.....	80
FIGURE 29. DONNÉES EN TRITIUM DE W6, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,7; LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W6 SERAIT DE 31 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 73 %.....	81
FIGURE 30. DONNÉES EN TRITIUM DE W6, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,5; LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W6 SERAIT DE 36 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 63,4 %.....	81
FIGURE 31. DONNÉES EN TRITIUM DE W1, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. LA MEILLEURE DÉCONVOLUTION EST OBTENUE POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,5. LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W1 SERAIT DE 17 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 99,6 %.....	82
FIGURE 32. DONNÉES EN TRITIUM DE W13, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,5, LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W13 SERAIT DE 57 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 64 %.....	83
FIGURE 33. DONNÉES EN TRITIUM DE W13, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,7 ; LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W13 SERAIT DE 58 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 71 %.....	83
FIGURE 34. DONNÉES EN TRITIUM DE W16, INTERPRÉTÉES PAR LE MODÈLE DE DISPERSION. POUR UN PARAMÈTRE DE DISPERSION DE 0,5 ; LE TEMPS DE RÉSIDENCE DE W16 SERAIT DE 25 ANS, CORRESPONDANT À L'EFFICACITÉ DU MODÈLE LA PLUS ÉLEVÉE DE 95 %.....	85
FIGURE 35A. DIAGRAMMES DE SCHOELLER DES EAUX DE PUIITS, SUIVANT LA VALEUR DES STD (133-270 MG/L).....	86
FIGURE 35B. DIAGRAMMES DE SCHOELLER DES EAUX DE PUIITS, SUIVANT LA VALEUR DES STD (300-4100MG/L).....	87
FIGURE 36A. RELATIONS ENTRE LE STD ET CA+2(A), STD ET MG+2(B), STD ET NA+ (C), STD ET K+(D) DES EAUX DE PUIITS.....	89
FIGURE 36B. RELATIONS ENTRE LE STD ET HCO3- (E), STD ET CL-(F), STD ET SO4- (G) DES EAUX DE PUIITS.....	90
FIGURE 37. DIAGRAMME DE PIPER DES EAUX DE PUIITS.....	91
FIGURE 38. RELATION ENTRE LE CHLORE ET LE SODIUM (A). RELATION ENTRE LE CHLORURE ET LE MAGNÉSIUM (B). RELATION ENTRE LE CHLORE ET LE POTASSIUM (C). RELATION ENTRE LE CHLORURE ET LE CALCIUM (D). EAUX DE PUIITS.....	92
FIGURE 39. RELATION ENTRE NA+ ET HCO3- DES EAUX DE PUIITS.....	94

FIGURE 40. RELATION ENTRE Ca^{+2} ET HCO_3^- DES EAUX DE PUITES.....	95
FIGURE 41. RELATION ENTRE Na ET SiO_2 (A), Ca^{+2} ET SiO_2 (B), K^+ ET SiO_2 (C), Mg^{+2} ET SiO_2 (D) DES EAUX DE PUITES.....	96
FIGURE 42. RELATION ENTRE NO_3^- ET STD DES DIFFÉRENTS TYPES D'EAU.....	98
FIGURE 43. RELATION ENTRE NO_3^- ET Cl^- POUR LES EAUX DE PUITES CONTAMINÉES EN NITRATE	99
FIGURE 44. COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX RÉSULTANT DE L'ALTÉRATION DE DIFFÉRENTS MINÉRAUX SILICATÉS EN KAOLINITE EN PRÉSENCE D'ACIDE CARBONIQUE, GARRELS AND MACKENZIE, 1971 [63].....	100
FIGURE 45. DISTRIBUTION DU RAPPORT $87SR/86SR$ DES EAUX DE PUITES, OBTENUE PAR INTERPOLATION À PARTIR DES DONNÉES DE.....	115
FIGURE 46. COMPOSITION DES ISOTOPES STABLES DES EAUX DE PUITES	117
FIGURE 47. RELATION ENTRE $\delta^{18}O$ ET Cl^- DES EAUX DE PUITES.....	118
FIGURE 48. RELATION ENTRE LE STD ET LE TRITIUM DES EAUX DE PUITES.....	119
FIGURE 49. DIAGRAMME DE SCHOELLER DES EAUX DE FORAGES, SUIVANT LA VALEUR DES STD (130-1445 MG/L).....	121
FIGURE 50. DIAGRAMME DE PIPER DES EAUX DE FORAGE.....	123
FIGURE 51A. RELATION ENTRE STD ET Ca^{+2} (A), STD ET Mg^{+2} (B) DES EAUX DE FORAGE.....	124
FIGURE 51B. RELATION ENTRE STD ET Na^+ (C), STD ET K^+ (D), STD ET HCO_3^- (E), STD ET Cl^- (F), STD ET SO_4^{+2} (G) DES EAUX DE FORAGE.....	124
FIGURE 52. RELATION ENTRE LE CHLORE ET LE SODIUM (A). RELATION ENTRE LE CHLORURE ET LE CALCIUM (B). RELATION ENTRE LE CHLORE ET LE MAGNÉSIUM (C). RELATION ENTRE LE CHLORURE ET LE POTASSIUM (D). EAUX DE FORAGE.....	126
FIGURE 53. RELATION ENTRE LES CATIONS MAJEURS ET LE CHLORE POUR LES EAUX DE FORAGE.....	126
FIGURE 54A. RELATION ENTRE SiO_2 ET Ca^{+2} (A), RELATION ENTRE SiO_2 ET Na^+ (B).....	127
FIGURE 54B. RELATION ENTRE SiO_2 ET Mg^{+2} (C). RELATION ENTRE SiO_2 ET K^+ (D).....	128
FIGURE 55. RELATION ENTRE HCO_3^- ET Mg^{+2}	131
FIGURE 56. COMPOSITION DES ISOTOPES STABLES DES EAUX DE FORAGES.....	138
FIGURE 57. RELATION ENTRE $\delta^{18}O$ ET Cl^- DES EAUX DE FORAGES.....	139
FIGURE 58. RELATION ENTRE LE STD ET LE TRITIUM DES EAUX DE FORAGES.....	139

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1. ORIGINES DES ISOTOPES	4
TABLEAU 2. INTERVALLE D'APPLICATION DES ISOTOPES	7
TABLEAU 3. DONNÉES EN TRITIUM DE QUELQUES SITES D'ÉCHANTILLONNAGE DANS LE BASSIN VERSANT DE BYSTRZYCA, POLOGNE.....	31
TABLEAU 4. DONNÉES PHYSICO-CHIMIQUES POUR DEUX ÉCHANTILLONS D'EAU SOUTERRAINE; POUR UN ÉTAT INITIAL ET UN ÉTAT FINAL.....	35
TABLEAU 5. LISTE DES CONTRAINTES ET LEUR NUMÉRO RESPECTIF	39
TABLEAU 6. LISTES DES PHASES ET LEURS NUMÉROS RESPECTIFS.....	39
TABLEAU 7. DÉBIT DE LA MORONDAVA À DABARA.....	50
TABLEAU 8. CONDITIONS CLIMATIQUES DE LA ZONE D'ÉTUDE (2000- 2003).....	56
TABLEAU 9. LIMITE DE DÉTECTION ANALYTIQUE.....	67
TABLEAU 10. POSITIONS GÉOGRAPHIQUES DES STATIONS CHOISIES POUR L'INTERPOLATION DES DONNÉES EN TRITIUM DE LA ZONE	74
D'ÉTUDE.....	74
TABLEAU 11. CONCENTRATION EN TRITIUM DES PRÉCIPITATIONS DE LA ZONE D'ÉTUDE DE 1962 À 1987, OBTENUES PAR TRIANGULATION (MALAN, DIEGO GARCIA, ET MARION ISLAND).....	75
TABLEAU 12. POSITIONS GÉOGRAPHIQUES DES STATIONS MARINES DARWIN ET BRISBAINE.....	75
TABLEAU 13. FACTEURS FA, FB, FC POUR LES TRIANGULATIONS 2 ET 3.....	76
TABLEAU 14. CONCENTRATIONS EN TRITIUM DES PRÉCIPITATIONS DE LA ZONE D'ÉTUDE DE 1962 À 1987, MODÉLISÉES À PARTIR DES	76
TRIANGULATIONS 1, 2 ET 3. LA COLONNE 4 REPRÉSENTE L'ÉCART-TYPE ENTRE LES RÉSULTATS DES TROIS TRIANGULATIONS.....	76
TABLEAU 15. FACIÈS CHIMIQUE DES EAUX CONTAMINÉES EN NITRATE.....	99
TABLEAU 16. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE W21 ET W18.....	102
TABLEAU 17. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE W23 ET W2.....	104
TABLEAU 18. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE W23 ET W1.....	105
TABLEAU 19. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE W7 ET W3.....	106
TABLEAU 20. POSITION ET FACIÈS CHIMIQUES DE W20 ET W24.....	107
TABLEAU 21. POSITION ET FACIÈS CHIMIQUES DE W12 ET W9.....	108
SOURCE : MADAGASCAR-INSTN.....	108
TABLEAU 22. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE B2 ET B8.....	129
SOURCE : MADAGASCAR-INSTN.....	129
TABLEAU 23. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE B9 ET B3.....	130
TABLEAU 24. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE B1 ET B7.....	132
TABLEAU 25. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE B10 ET B14.....	134
TABLEAU 26. ETATS ET FACIÈS CHIMIQUES DE B15 ET B4.....	135

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE 1- TRAVAUX ANTÉRIEURS.....	152
ANNEXE 2- FICHIERS D'ENTRÉE POUR LA MODÉLISATION DES ÂGES DES EAUX SUPERFICIELLES	155
ANNEXE 3- RÉSULTATS DÉTAILLÉS.....	165
ANNEXE 4 - PHOTOGRAPHIES.....	189

INTRODUCTION

L'eau est et sera toujours source de vie. L'homme ne peut imaginer sa vie sans eau pour boire, pour se laver, pour cuire, pour nettoyer ses vêtements et sa maison. Les conséquences d'une vie dépourvue d'eau potable sont nombreuses : les enfants souffrent de maladie hydrique comme la diarrhée, les femmes perdent leur dignité et font des kilomètres à pied pour finalement puiser dans des marées insalubres, la qualité de vie en général est affectée et l'économie stagne et même régresse.

Et pourtant, une vie sans eau potable est encore celle de bien plus de la moitié de la population mondiale. En effet, 76% a une disponibilité spécifique en eau inférieure à 5 000 m³ par an par personne, dont 20% ayant des systèmes d'approvisionnement en eau inappropriés (UNESCO, Journée mondiale de l'eau, 2006).

Pour l'autre moitié, avoir accès à l'eau potable est un privilège considéré trop souvent comme acquis. Ceci les amène dans la plupart du temps à gaspiller cette merveilleuse richesse, oubliant qu'elle a aussi ses limites. C'est ainsi que le développement durable des ressources en eau doit être une des priorités mondiales car l'objectif est de disposer de l'eau de bonne qualité non seulement pour aujourd'hui ou l'année prochaine mais aussi pour les futures générations.

A Madagascar, 27 % seulement de la population ont accès à l'eau potable [1]. Les eaux souterraines sont les sources majeures d'alimentation en eau, et dans des régions semi-arides du Sud et du Sud-Ouest, ce sont les seules ressources disponibles. Ainsi, plusieurs projets d'installation de puits et forages ont été réalisés : grâce au projet national d'exploitation des eaux souterraines, financé par le JICA, une centaine de puits et forages a été installée dans la préfecture de Menabe, Sud Ouest de l'île. Dans la région d'Antanimora, à l'extrême Sud, 150 forages ont été installés par financement de l'UNICEF. Pour ce dernier, 30 % des forages ont été abandonnés à cause de la forte minéralisation des eaux ($CE > 12\,000\ \mu S/Cm$) ou les forages sont secs après seulement quelques mois d'utilisation. Dans le Sud Ouest de l'île, si le taux de minéralisation est moins élevé et l'accès à l'eau potable semble plus facile, une gestion irrationnelle pourrait mettre ces installations hors d'usage à long et même à court terme car les ressources en eau souterraine quoique renouvelables ne sont pas nécessairement inexhaustives.

Ainsi, la durabilité de ces installations à fournir de l'eau potable est encore un défi, non seulement pour les gouvernements et autres organisations non gouvernementales, en matière d'éducation et d'information des usagers, mais aussi et surtout pour les scientifiques, en matière de modélisation des divers processus régissant les eaux de surface et les eaux souterraines. En effet, la connaissance de ces divers mécanismes permet de prendre les dispositions nécessaires et de planifier des stratégies de gestion des ressources en eau.

L'âge des eaux souterraine est un des paramètres de caractérisation hydrogéologique d'un aquifère. L'estimation de l'âge permet d'établir la potentialité de recharge de l'aquifère étudiée. Elle permet de prévenir l'exploitation des ressources non renouvelables.

De la même manière, la connaissance des processus de minéralisation des eaux souterraines permet de prévenir l'exploitation des eaux fortement minéralisées.

Les objectifs du présent travail sont d'estimer les âges des eaux souterraines, ainsi que les processus de minéralisation de l'aquifère sédimentaire du bassin de Morondava, préfecture de Menabe, Sud-Ouest de Madagascar par modélisation, respectivement, mathématique et géochimique. La modélisation de ces deux paramètres permettra d'apporter une meilleure compréhension du fonctionnement de l'aquifère pour une meilleure gestion et développement des ressources en eau dans la région. En effet, le taux local d'accès à l'eau potable est seulement de 10 %, taux inférieur à la moyenne de 12 % de toute l'île [1].

Les travaux de recherche ont été effectués dans la zone des 160 puits et forages financés par le JICA, entre les rivières Mangoky et Tsiribihina et entraient dans les cadres de deux projets :

- projet de coopération technique avec l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA), MAG/8/003 intitulé "Intégration des techniques isotopiques dans le projet national d'exploitation des eaux souterraines du sud ouest de Madagascar"
- projet de recherches financé par la Fondation Internationale pour la Science (FIS) pour appuyer les jeunes scientifiques des pays en voie de développement, intitulé "Tracing the origin of groundwater salinity in the sedimentary aquifer of the Belo-Tsiribihina Coastal Plain, Southwestern Madagascar".

Outre les méthodes hydrogéologiques et géochimiques classiques, les isotopes ont été utilisés en complément. Ce sont des outils performants et largement utilisés pour résoudre les différents problèmes hydrogéologiques. Dans cette étude, les isotopes utilisés sont les isotopes de

l'environnement, comprenant les isotopes de l'eau (^{18}O , ^2H , ^3H), et les isotopes de solutés ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$).

Ce travail comprend cinq chapitres principaux :

- un chapitre sur les bases théoriques, comprenant la datation des eaux souterraines récentes et les processus géochimiques de minéralisation des eaux souterraines,
- un chapitre sur la théorie de modélisation. Dans ce chapitre, quelques définitions et terminologies sont données, ainsi que les principes de modélisation sur les sujets traités. Les logiciels FLOWPC et NETPATH, respectivement pour la modélisation des âges et celle des processus de minéralisation seront également décrits,
- un chapitre sur la zone d'étude, en détaillant le contexte géographique, climatique, hydrogéologique, géologique et minéralogique,
- un chapitre sur la méthodologie de travail et les principaux résultats, et enfin
- un chapitre sur les interprétations des résultats, les modèles conceptuels et la modélisation

En dernier lieu seront données les recommandations et la conclusion.

CHAPITRE 1. BASES THEORIQUES

1.1. Datation d'eaux souterraines récentes par le tritium

1.1.1. Les isotopes de l'environnement

Les isotopes de l'environnement sont les isotopes des éléments présents naturellement en quantité abondante dans notre environnement.

On distingue trois sources d'isotopes naturels [2]:

- isotopes d'origine cosmique,
- isotopes d'origine souterraine, et
- isotopes de la série de désintégration de l'uranium

Le tableau 1 montre quelques exemples d'isotopes naturels et leurs origines respectives

Tableau 1. Origines des isotopes

Sources	Isotopes
Cosmique	^3H , ^{14}C , ^{32}Si , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{81}Kr , ^{129}I
Souterrain	^4He , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{81}Kr
Série de désintégration de l'uranium	^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{230}Th , ^{224}U

Source 'Dating Groundwater with Isotopes', Ekwurzel, 2005

En hydrogéologie, ce sont les isotopes des principaux éléments constituant les systèmes hydrologiques, géologiques et biologiques qui sont les plus utilisés. Ce sont notamment l'hydrogène (H), l'oxygène (O), le carbone (C), l'azote (N), et le soufre (S). Ce sont également des éléments légers [3].

Les isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène sont les isotopes de la molécule d'eau et sont ainsi appelés « traceurs intimes » de l'eau. Les isotopes du carbone, de l'azote et du soufre sont les isotopes appartenant à des substances dissoutes dans l'eau, en particulier HCO_3^- , SO_4^{2-} , et NO_3^- .

Les isotopes présentent deux caractéristiques particulières qui font que leur utilisation apporte une contribution importante dans la résolution des problèmes hydrogéologiques.

- Les isotopes stables légers les plus abondants dans l'environnement terrestre montrent un fractionnement isotopique appréciable lors des phénomènes de changement de phase. Ceci permet de distinguer les différents phénomènes expliquant la minéralisation, la

pollution, ou encore l'origine des eaux souterraines. En effet, le fractionnement isotopique donne aux différentes masses d'eau leurs signatures isotopiques caractéristiques.

- Les isotopes radioactifs, en se désintégrant dans le temps, permettent d'estimer le renouvellement des eaux souterraines et de déterminer leurs « âges ».

1.1.2. Les « âges » des eaux souterraines

L'« âge » des eaux souterraines est l'intervalle de temps écoulé par rapport à la dernière recharge. A cause des phénomènes de dispersion et de mélange hydrodynamique engendrant une variété de sources de recharge et d'âges, l'« âge » des eaux souterraines correspond en réalité à la distribution temporelle de plusieurs écoulements élémentaires [4]. De plus, outre le tritium (isotope radioactif de l'hydrogène et traceur intime de l'eau), la concentration mesurée par datation est celle de substances dissoutes dont l'abondance dans l'eau est fonction de processus physico-chimiques et biologiques.

Par conséquent, le terme « temps de transit moyen » exprime mieux l'intervalle de temps écoulé par rapport à la dernière recharge. Cependant, le terme 'âge' est communément utilisé à cause de sa simplicité [3].

La connaissance des « âges » des eaux souterraines permet de gérer les ressources en eau de façon rationnelle. Elle permet de distinguer les eaux souterraines renouvelables, aptes à une exploitation durable :

- les eaux souterraines relativement jeunes (< 50 ans)
- les eaux souterraines profondes et/ou régionales qui peuvent être des mélanges d'eau souterraine jeune et plus ancienne, indiquant la connection hydraulique avec des systèmes d'écoulement actifs, donc potentiellement exploitables

Ainsi, l'âge est un paramètre important dans le développement et la gestion des ressources en eau et les méthodes isotopiques sont particulièrement utilisées pour la datation des eaux souterraines.

1.1.3. Approche de datation des eaux souterraines par les isotopes de l'environnement

La méthode de datation des eaux souterraines, que ce soit par des substances chimiques ou des isotopes est basée sur la mesure de la concentration de ces traceurs dans l'eau. En réalité, ce sont les traceurs qui sont datés, mais pas l'eau elle-même. L'âge des eaux souterraines est ainsi interprété à partir des aspects temporels des substances chimiques ou isotopiques dans l'eau [3].

La méthode de datation dépend de la nature de substances utilisées. Les isotopes radioactifs ou radionucléides, grâce à leur propriété instable, se désintègrent exponentiellement dans le temps et donnent naissance à de différents isotopes (stables ou instables), à un taux décrit comme « temps de vie moyenne » ou « période ». Les abondances relatives des isotopes pères présents à l'origine et au temps de mesure ou des isotopes pères et fils permettent de déterminer le temps de transit moyen des eaux souterraines suivant l'équation de désintégration radioactive :

$$A_t = A_o \exp(-\lambda t) \text{ Où} \quad (1.1)$$

A_t est l'activité résiduelle/activité de l'isotope fils mesurée dans l'échantillon d'eau, après désintégration pendant le temps t

A_o est l'activité initiale/ activité de l'isotope père

λ est la constante de désintégration radioactive, avec $\lambda = \frac{\ln 2}{t_{1/2}}$ où $t_{1/2}$ est la période du radionucléide utilisé

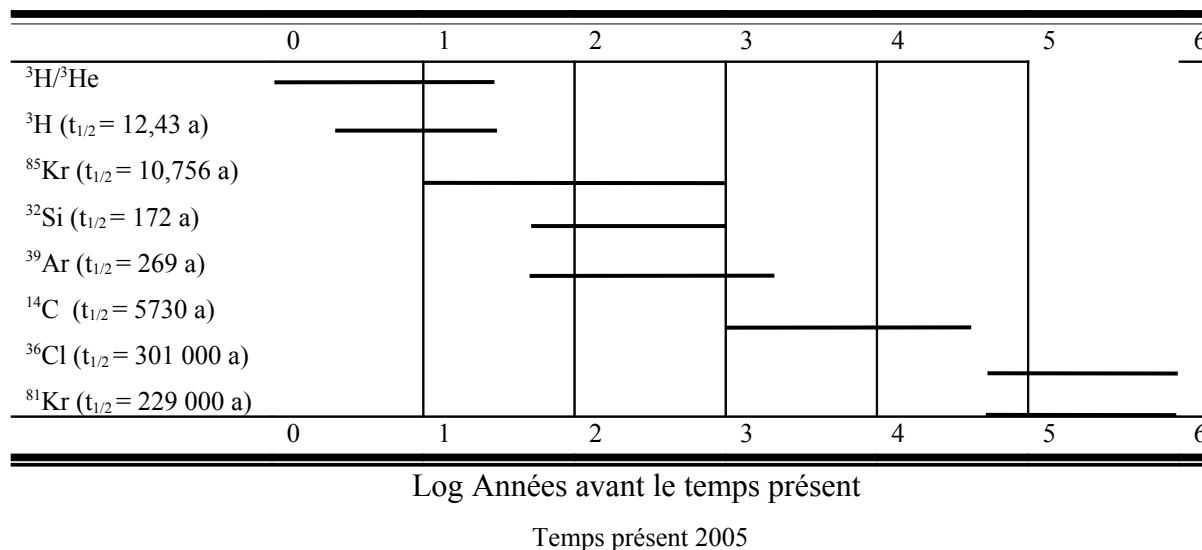
Le temps de transit est obtenu à partir de l'équation 1.1

$$t = - \frac{t_{1/2}}{\ln 2} \ln \frac{A_t}{A_o} \quad (1.2)$$

Le temps de vie moyenne ou période est constant dans le temps et est propre à chaque radionucléide. Ainsi, le choix des radionucléides de datation dépend de la période radioactive : pour dater les eaux souterraines récentes, les radionucléides à période courte sont utilisés et les eaux souterraines anciennes sont datées à partir des radionucléides à

période longue. Le tableau 2 donne l'intervalle de datation des eaux souterraines suivant les radionucléides utilisés

Tableau 2. Intervalle d'application des isotopes



Source USGS, Cours Régional Avancé sur les méthodes isotopiques dans la datation des eaux souterraines, Argonne USA 11-22 Avril 2005

1.1.4. Application : détermination des âges des eaux souterraines récentes par le tritium

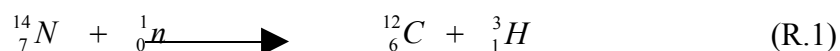
Le tritium est l'isotope radioactif de l'hydrogène. Il se désintègre en ^3He en émettant une particule β^- . Sa période est de 12,43 ans.

La concentration en tritium dans les échantillons d'eau est exprimée en unité tritium où

$$1 \text{ UT} = 1 \text{ } ^3\text{H} \text{ par } 10^{18} \text{ atomes d'hydrogène}$$

$$\text{et } 1 \text{ UT} = 0,118 \text{ Bq/kg}$$

Le tritium peut être d'origine naturel qu'artificiel : le tritium naturel d'origine cosmique est produit dans la haute atmosphère (stratosphère) par interaction de flux de neutrons des radiations cosmiques avec l'azote, suivant la réaction :



Le tritium artificiel d'origine anthropique est dérivé des essais atmosphériques d'armes thermonucléaires.

Après oxydation en $^1\text{H}^3\text{HO}$, le tritium, aussi bien naturel qu'artificiel s'incorpore dans le cycle de l'eau par l'intermédiaire des précipitations. Faisant partie de la molécule d'eau, le tritium est l'unique traceur datant directement les eaux souterraines.

1.1.4.1. Le tritium dans les précipitations

Les concentrations du tritium dans les précipitations varient en fonction de la latitude, de la distance par rapport à l'océan, et de la saison :

- à plus haute latitude (c'est à dire plus près de la source), la concentration du tritium est plus élevée. C'est l'effet de latitude.
- par échange avec les eaux de surface océanique qui ont une faible concentration en tritium, la concentration des vapeurs d'eau au-dessus de l'océan diminue. C'est le gradient continental en tritium.
- la concentration du tritium en printemps est plus élevée que celle en hiver à cause du glissement de la tropopause entre 30 et 60° à chaque printemps (chaque printemps dans les deux hémisphères), entraînant une fuite des vapeurs d'eau stratosphérique de concentration en tritium élevée dans la tropopause.

Avant les premiers essais d'armes thermonucléaires en 1950, les taux de tritium naturel dans les précipitations à basse et moyenne altitude étaient relativement bas, dans l'intervalle de 2 à 10 UT ([5]; [6]; [7]; [8], [3]). Entre 1950 et 1980, où les principaux essais ont eu lieu, la concentration en tritium dans les précipitations augmentait considérablement dans l'hémisphère nord, atteignant une valeur maximale de 2 500 UT en 1963, avant de retomber à un taux de 50 UT en 1980 [3]. Comme la plupart des tests d'armes nucléaires a été effectuée dans l'hémisphère nord, la distribution en ^3H dans les deux hémisphères est fortement asymétrique (figure 1).

A l'heure actuelle, le taux de tritium dans l'atmosphère varie entre 5 et 30 UT dans l'hémisphère nord, et entre 2 et 10 UT dans l'hémisphère sud (AIEA/OMM, 2006).

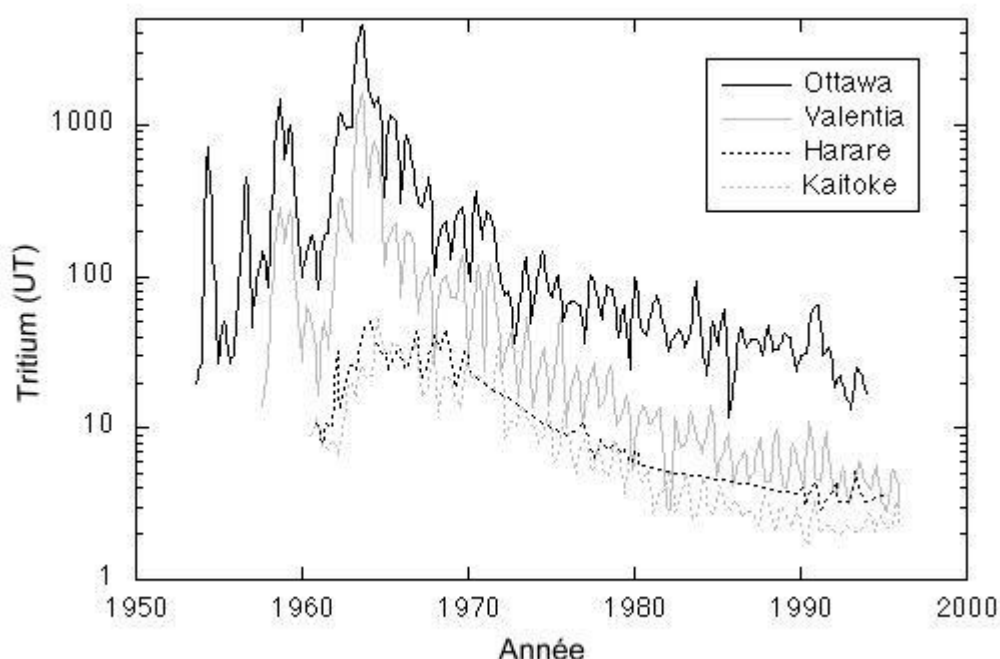


Figure 1. Concentration du tritium dans les précipitations, collectées dans quatre stations de l'AIEA depuis 1950 : Ottawa, Canada (hémisphère nord, continental); Valentia, Irlande (hémisphère nord, marine); Harare, Zimbabwe (hémisphère sud, continental); Kaitoke, Nouvelle Zélande (hémisphère sud, marine).
Source AIEA /OMM, 2006

1.1.4.2. Interprétation qualitative des données en tritium

La valeur maximale de 2 500 UT en 1963 est connue sous le nom de « pic de tritium ». C'est le pic de référence utilisé dans l'interprétation des données en tritium. En effet, la présence de concentration élevée de tritium dans les échantillons d'eau souterraine est un indicateur d'échantillons contenant au moins une fraction d'eau rechargée aux alentours des années 1963-1964 (hémisphère nord). Dans l'hémisphère sud, le « pic de tritium » est retardé (1965-1970) et est moins élevé à cause de l'effet de latitude (le tritium artificiel se combine avec le tritium naturel et arrive dans l'hémisphère sud par transport stratosphérique et sa concentration diminue par rapport à la source [3]).

Ainsi, dans l'hémisphère sud, les échantillons d'eau souterraine contenant plus de 1 UT sont supposées des eaux rechargées après 1950, donc relativement jeunes. Les échantillons d'eau souterraine contenant du taux de tritium variant entre 0,7 et 1 UT est des mélanges d'eau récente et ancienne. Les échantillons d'eau souterraine contenant moins de 0,5 UT sont des eaux anciennes [9].

1.1.4.3. Interprétation quantitative des données en tritium : estimation de l'âge des eaux souterraines

L'estimation de l'âge des eaux souterraines par le tritium est basée sur la connaissance des concentrations du tritium ($a_0^3\text{H}$) s'infiltrant dans les eaux souterraines et celle du tritium résiduel due à la désintégration, mesurée dans les eaux souterraines au moment de l'échantillonnage ($a_t^3\text{H}$). En remplaçant $t_{1/2}$ par 12,43 ans, l'équation 1.2 devient

$$t = - 17,93 \ln \frac{a_t^3\text{H}}{a_0^3\text{H}} \quad (1.3)$$

t est le temps de résidence moyen des eaux souterraines

$a_0^3\text{H}$ est la concentration du tritium dans les précipitations au temps de recharge. Cette concentration dépend et de la quantité de tritium dans l'atmosphère quand la précipitation s'est formée et de l'intervalle de temps pendant lequel l'eau passe de la surface du sol à l'aquifère. Elle est calculée à partir de modèles mathématiques dont le type dépend des caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère. En effet, à cause des fortes variations saisonnière et annuelle de la concentration du tritium dans les précipitations, il est difficile de déterminer $a_0^3\text{H}$.

Une parcelle d'eaux souterraines est une superposition de précipitations de plusieurs années. Une fois arrivée dans la zone captive ou à une profondeur où il n'y a plus addition d'eau à partir de la surface, sa concentration en tritium diminue par désintégration radioactive. $a_0^3\text{H}$ représente la concentration en tritium dans les précipitations sur une période d'environ 50 ans (le premier essai atmosphérique d'armes thermonucléaires étant effectué en 1952) et est calculé généralement à partir de :

- la contribution pondérée annuelle en tritium de 1950 jusqu'à présent (reconstituée pour la zone d'étude à partir de bases données existantes)
- modèle de recharge impliquant les phénomènes de mélange ou de dispersion et la correction due à la désintégration radioactive du tritium [3]

La contribution pondérée en tritium pour chaque année est calculée à partir des bases de données du GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation). Le GNIP consiste en une

mesure à l'échelle mondiale des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène dans les précipitations. Le but du programme est de déterminer les variations temporelles et spatiales des isotopes de l'environnement dans les précipitations afin de fournir des données isotopiques de base pour les investigations hydrogéologiques dans la gestion et le développement des ressources en eau. Conjointement menée par l'AIEA et l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie), le programme est opérationnel depuis 1961 et consiste à mesurer mensuellement la concentration en ^3H , ^2H et ^{18}O dans les précipitations collectées dans plus de 500 stations météorologiques dans 93 pays (Database for Global Environment Research, 1997). La station météorologique d'Ampandrianomby - Antananarivo participait entre 1961 et 1974.

1.2. Processus géochimiques de minéralisation des eaux souterraines [10] ; [11] ; [12]

Un système géochimique naturel comprend trois phases :

- phase solide composée de minéraux, de solides amorphes et de matières organiques (CH_2O)
- phase vapeur
- phase aqueuse composée d'eau et de ses constituants dissous.

Lors des phénomènes de recharge, les eaux qui entrent en contact avec les matériaux souterrains interagissent avec les autres phases du système, provoquant des réactions chimiques dues au déséquilibre entre la composition des eaux de recharge et les phases solide et vapeur (car les eaux de recharge ne contiennent aucun des constituants des phases solide et vapeur, provoquant ainsi des réactions de dissolution). Les minéraux et gaz dissous changent la composition de la phase aqueuse, qui devient saturée avec les constituants des minéraux secondaires, produits lors de la dissolution des minéraux primaires présents dans le système. La figure 2 illustre le processus de la réaction.

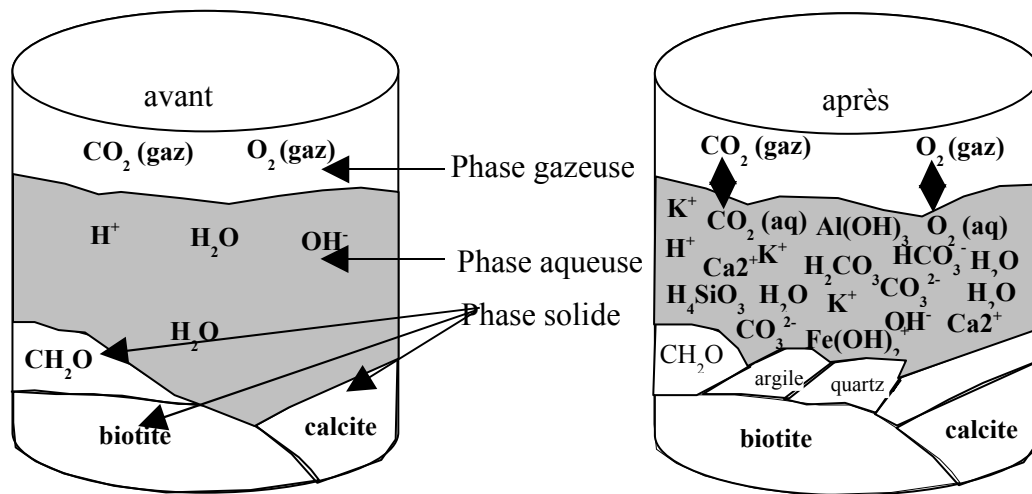
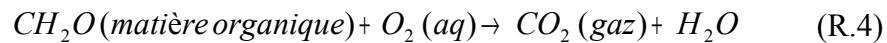
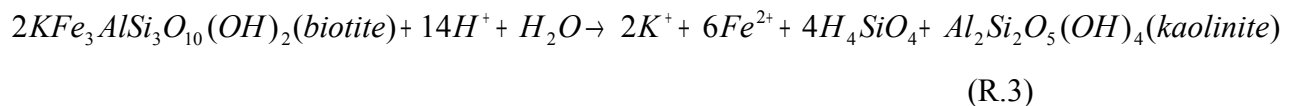
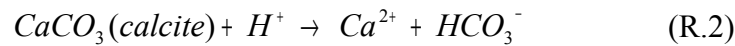


Figure 2. Interaction-eau/vapeur/-roche.
Source Deutsch, 1997

Les réactions de dissolution produisant le système du b cher 2 sont les suivantes :



Ces réactions continuent tant qu'il y a déséquilibre entre les différentes phases.

La géochimie des eaux souterraines est basée sur le transfert de masse entre les différentes phases (solide, aqueuse, vapeur) constituant le système géochimique. Les changements résultant du transfert de masse sont décrits sous forme de réactions (géo)chimiques comprenant :

- la dissolution/précipitation des minéraux, qui est un transfert de masse entre un minéral et la phase aqueuse
- la dissolution/évolution des gaz de la phase vapeur, qui est un transfert de masse entre la phase vapeur et la phase aqueuse
- l'adsorption/désorption des espèces entre la phase aqueuse et les surfaces de la phase solide

Des réactions de transformation telles que la complexation (association de la molécule centrale avec les molécules voisines formant des espèces chimiques telles H_2CO_3 , CaSO_4) et l'oxydo-réduction jouent également des rôles majeurs.

1.2.1. Minéralisation des eaux souterraines à travers le sol

L'eau pénètre dans le milieu souterrain en premier à travers le sol et entre en contact avec les matières inorganiques et organiques. Les matières inorganiques peuvent être des matières rocheuses ou des minéraux secondaires.

Les matières organiques sont des débris dégradable de plantes, des racines de végétation morte et des substances humiques composées d'acide humique ($\text{C}_{187}\text{H}_{186}\text{O}_{89}\text{N}_9\text{S}$) et d'acide fulvique ($\text{C}_{135}\text{H}_{182}\text{O}_{95}\text{N}_5\text{S}_2$). Par oxydation, les matières organiques produisent des gaz carboniques, qui en contact avec l'eau forment des acides carboniques et les autres espèces carboniques, bicarbonate et carbonate. Les minéraux solubles du sol sont dissous par lessivage des acides carboniques formés. La production de gaz carbonique rend l'eau plus agressive et favorise la complexation.

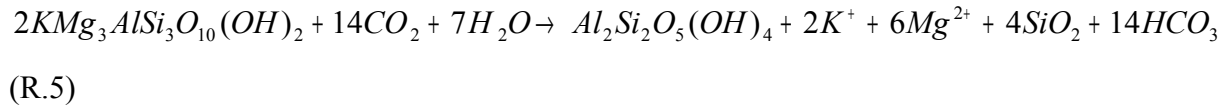
La présence des minéraux secondaires, de matières organiques et une solution enrichie en CO_2 font que le sol joue un rôle important dans la minéralisation des eaux souterraines et contribue d'une façon appréciable à leurs compositions.

1.2.2. Minéralisation des eaux souterraines par interaction eau-roche

La composition des eaux souterraines est fonction des concentrations des constituants dissous par interaction de la solution aqueuse avec les phases solides. Les concentrations des constituants dissous sont fonction des éléments présents dans la phase solide et de la solubilité des minéraux secondaires. Si les éléments chimiques présents dans les phases solides sont faibles, leurs concentrations dans les eaux souterraines sont également faibles sauf si le temps de résidence et l'écoulement des eaux souterraines sont longs. Les éléments chimiques dont les concentrations sont élevées dans les phases solides peuvent être des constituants majeurs dans les eaux souterraines.

A cause du déséquilibre entre les eaux de recharge et les minéraux primaires, ces derniers sont totalement dissous ou partiellement altérés selon les conditions locales de l'aquifère, produisant des minéraux secondaires et libérant des éléments à la phase aqueuse.

Par exemple, l'altération de la biotite produit des minéraux secondaires kaolinite et ferrihydrite et libère du potassium, du magnésium et de la silice suivant la réaction :



Si la composition des eaux souterraines dépend en premier lieu de la phase solide présente dans l'aquifère, les processus d'interactions eau-roche tels que l'adsorption/désorption ou la dissolution/précipitation des minéraux affectent également la concentration de la phase aqueuse et par conséquent la minéralisation des eaux souterraines.

L'adsorption est la libération d'une espèce chimique de la phase aqueuse par son attachement sur la surface d'un solide. La désorption est le phénomène inverse.

L'adsorption diminue la concentration d'un soluté dans la solution et peut se présenter sous plusieurs formes, parmi lesquelles l'échange d'ions.

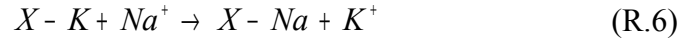
1.2.2.1. Echange d'ions-Impact sur la composition chimique de l'eau

L'échange d'ions fait varier les concentrations des cations majeurs dans la solution. Les minéraux argileux et les matières organiques (substances humiques) sont les principaux échangeurs d'ions. Par attraction électrostatique, les cations dissous se combinent avec la charge négative sur la surface des minéraux argileux et substances humiques pour avoir l'équilibre des charges. Quand le pH est faible, les ions H^+ sont fortement liés aux atomes d'oxygène et les surfaces ne sont pas disponibles pour les échanges cationiques. Quand le pH augmente, les activités des ions hydrogènes diminuent et la liaison avec les atomes d'oxygène se casse, libérant des ions H^+ dans la solution et créant de nouveaux sites d'échange cationique avec les cations majeurs présents dans la solution.

La distribution des ions entre la phase aqueuse et la phase solide est déterminée par le coefficient d'échange K tel que :

$$K_{Na/K} = \frac{(a_{X-Na})(a_{K^+})}{(a_{X-K})(a_{Na^+})} \quad (1.4)$$

dans un échange entre Na^+ et K^+ et une réaction d'échange



Où X est l'échangeur

En général, les ions ayant des concentrations relativement élevées sont les ions dominants dans les sites échangeurs d'ions.

A concentration égale, l'affinité des échangeurs d'ions pour les solutés dépend de la valence des ions et du rayon de l'ion solvaté :

- l'échange d'ions étant un processus électrostatique, les ions plus chargés sont préférentiellement adsorbés. Ainsi,



- plus le rayon de l'ion est grand, plus celui de l'ion solvaté est petit et plus l'affinité de la surface pour l'ion est grande. Ainsi,



Les eaux souterraines fraîches de type bicarbonaté calcique peuvent changer de faciès chimique par échange d'ions :

- dans les aquifères contaminés, les ions contaminants qui sont présents à concentration égale avec les ions majeurs dans la solution et qui sont plus fortement attirés par les sites échangeurs sont préférentiellement adsorbés, affectant ainsi leurs mobilités dans l'aquifère.
- dans le phénomène d'intrusion marine, la concentration élevée du sodium dans l'eau de mer fait que c'est l'ion Na^+ qui est adsorbée et les cations divalents Ca^{+2} et Mg^{+2} sont libérés dans la solution (les deux derniers cations sont à l'origine dominants dans les sites échangeurs à cause de leur valence et de leurs concentrations plus élevées)

1.2.2.2. Dissolution/précipitation des minéraux

Un minéral en contact avec l'eau souterraine est un système géochimique comprenant une phase solide et une phase aqueuse. Si la phase aqueuse ne contient à l'origine aucun des éléments du minéral, les deux phases ne sont pas en équilibre et le minéral se dissout et fournit ainsi ses

composants à la phase aqueuse. Les concentrations des éléments du minéral dans la phase aqueuse augmentent jusqu'à l'équilibre. Si l'on ajoute les mêmes éléments dans la phase aqueuse, la solution devient sursaturée par rapport au minéral qui se précipite.

La dissolution/précipitation des minéraux contrôle la concentration de la solution, donc la minéralisation des eaux souterraines. Elle est évaluée à partir de l'indice de saturation (IS) du minéral par rapport à la solution. IS est donnée par l'équation (1.5) ci-dessous et est déterminée à partir de logiciel géochimique

$$IS_{\text{minéral}} = \log_{10} \frac{IAP}{K_{\text{minéral}}} \quad (1.5)$$

Où $K_{\text{minéral}}$ est la constante d'équilibre du minéral

IAP est le produit des activités des ions composants le minéral

Trois cas peuvent se présenter :

IS = 0, le minéral est en équilibre avec la solution

IS < 0, le minéral est sous-saturé et se dissout dans la solution

IS > 0, le minéral est sursaturé et se précipite

IS est aussi utilisée pour la prédiction de la présence des minéraux réactifs dans l'aquifère. Les minéraux réactifs sont des minéraux qui contrôlent la concentration de ses composants dans la solution. Si IS < 0 pour un minéral, soit que le minéral n'est pas présent dans l'aquifère s'il est réactif, soit le minéral est présent mais n'est pas réactif.

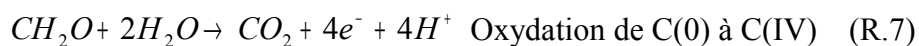
Exemple : la calcite est un minéral réactif. Si le IS de la calcite pour un échantillon d'eau souterraine est négatif, c'est à dire que l'eau souterraine est sous-saturée par rapport à la calcite, en considérant que les données analytiques et les mesures in-situ sont exactes, la calcite est supposée absente dans l'aquifère en contact avec l'eau souterraine.

La première condition pour la prédiction de la réactivité d'un minéral est une valeur d'IS proche de 0.

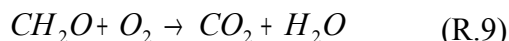
1.2.3. Réaction d'oxydo-réduction

Le processus d'oxydo-réduction est un transfert d'électrons d'un élément à un autre, faisant changer la valence de ces éléments. Il limite la concentration des éléments dissous dans la solution. Le processus est important dans l'étude géochimique des eaux souterraines car la plupart des éléments du système géochimique sont susceptible au transfert d'électrons. De plus, la solubilité des minéraux formés à partir de ces éléments dépend du potentiel redox, Eh, du système, affectant ainsi la mobilité de ces éléments. Comme la plupart des réactions géochimiques, le processus d'oxydo-réduction est dû à des conditions de déséquilibre dans le système géochimique :

- le carbone dans les matières organiques se trouve dans l'état de valence 0 ou (-IV), qui n'est pas l'état d'oxydation stable du carbone en équilibre avec l'oxygène moléculaire dissous O_2 . Le déséquilibre entre O_2 et le carbone organique conduit à l'oxydation du carbone et la réduction de l'oxygène suivant les réactions :



donnant la réaction globale :



Dans cette réaction, l'oxygène moléculaire est consommé pour produire du gaz carbonique et de l'eau. La réaction continue jusqu'à l'équilibre où la concentration de la matière organique ou de l'oxygène dissous est réduite à une valeur très faible. Des réactions redox impliquant des éléments réduits (Fe^{+2} , Mn^{+2}), produits d'altération des minéraux primaires produisent des conditions similaires.

- l'oxygène dissous entrant dans les eaux souterraines produit une solution relativement oxydante par rapport aux autres éléments susceptibles d'engendrer une réaction d'oxydo-réduction.

1.2.4. Interaction solution aqueuse/solution vapeur

L'échange des constituants entre la phase vapeur et l'eau joue un rôle majeur dans la composition chimique des eaux souterraines. Les eaux ruisselant sur la surface du sol contiennent des gaz qui se sont dissous dans l'eau par contact avec l'air atmosphérique. Sur la surface du sol, des gaz sont produits et consommés par interaction avec des matières organiques et des minéraux du sol. Ces processus font que la phase vapeur au niveau du sol a une composition et une concentration différente par rapport aux eaux de surface. Quand les eaux souterraines atteignent la zone saturée, quoiqu'elles perdent contact avec la phase vapeur au niveau du sol, elles ne sont plus en équilibre avec cette phase mais néanmoins contiennent des gaz dissous produits par le dernier contact avec la phase vapeur. La concentration de ces gaz pourrait croître ou décroître suivant les types d'interactions eau-roche dans l'aquifère.

CHAPITRE 2. THEORIE DE LA MODELISATION

2.1. Modélisation mathématique des âges des eaux souterraines

2.1.1. Définitions

2.1.1.1. Méthode des traceurs

C'est une technique dont l'objectif est d'obtenir des informations sur un système donné par l'observation du comportement d'un traceur spécifique, injecté (traceur artificiel) ou présent naturellement dans le système (isotopes de l'environnement) ([13]; [14]; [15]; [16]; [17]).

2.1.1.2. Modèle conceptuel

C'est une description qualitative d'un système et des processus régissant son comportement en vue d'une modélisation ([13], [14], [15]; [16]; [17]).

2.1.1.3. Modèle mathématique

C'est un ensemble de concepts sous forme d'équations mathématiques décrivant la compréhension d'un phénomène naturel ([13], [14], [15]; [16]; [17]).

2.1.1.4. Vérification d'un modèle mathématique

Un modèle mathématique est vérifié quand son comportement répond aux prédictions, c'est à dire qu'il est une propre représentation mathématique du modèle conceptuel et les équations sont résolues correctement par le biais d'un logiciel type ([13], [14], [15]; [16]; [17]).

2.1.1.5 Technique de modélisation

- par problème inverse

Les concentrations d'entrée et de sortie sont connues, mais les paramètres du modèle sont inconnus et sont à déterminer. Par estimation et variation de ces paramètres, ils sont

déterminés quand les concentrations de sortie calculées correspondent aux concentrations mesurées.

- par problème direct

Les paramètres du modèle sont connus et les concentrations de sortie sont à déterminer (les concentrations d'entrée étant disponibles)

2.1.1.6. Etalonnage d'un modèle

C'est un processus pendant lequel on fait varier les paramètres du modèle mathématique pour que les concentrations de sortie calculées correspondent aux observations mesurées. L'étalonnage est fait, dans la plupart des cas, par la méthode « *trial-and-error* » (c'est une méthode dans laquelle les paramètres sont variés jusqu'à ce que l'erreur soit minime)

L'étalonnage est un processus pendant lequel le problème inverse est résolu, c'est à dire les paramètres du modèle sont déterminés ([18] ; [17]).

2.1.1.7. Validation du modèle

La validation est l'assurance que le modèle est une correcte représentation du système ou du processus pour lequel il a été utilisé. Idéalement, la validation est obtenue quand les prédictions dérivées d'un modèle étalonné sont en accord avec de nouvelles observations, de préférence pour d'autres conditions autres que celles utilisées pour l'étalonnage (par exemple distance et temps plus longs).

Contrairement à l'étalonnage, la validation est qualitative et est basée sur le propre jugement du modélisateur ([18] ; [17]).

2.1.2. Approche du modèle de la boîte noire ou modèle empirique dans la détermination des âges des eaux souterraines

Dans l'approche du modèle empirique ou boîte noire, le système des eaux souterraines est considéré comme une unité, le phénomène de recharge est distribué uniformément à travers la zone étudiée et le régime d'écoulement est estimé constant spatialement et temporellement [17]. Ainsi, le modèle empirique est particulièrement utilisé :

- dans l'interprétation des données obtenues dans un système dont les caractéristiques et contextes ne sont pas disponibles en détail pour justifier l'utilisation des modèles à cellules multiples
- dans les investigations préliminaires des systèmes très peu étudiés.
- dans l'interprétation des données obtenues dans des sites séparés (puits, source, ...)

Dans la détermination des âges des eaux souterraines par l'approche du modèle de boîte noire, la technique de modélisation par problème inverse est utilisée. Les concentrations initiales et finales des traceurs sont connues et le paramètre à déterminer est l'âge moyen du traceur (figure 3)

Le temps de résidence moyen des eaux souterraines t_w est déduit de l'âge moyen du traceur t_t tel que:

$t_w = t_t$ pour les systèmes n'ayant pas de zones stagnantes (ou immobiles)

$t_w = \frac{n_f t_t}{n_f + n_p}$ pour les systèmes ayant des zones stagnantes dans lesquelles le traceur peut

entièrement pénétrer par diffusion entre les zones mobiles et immobiles

n_f et n_p représentent la porosité de la zone mobile et de la zone stagnante respectivement

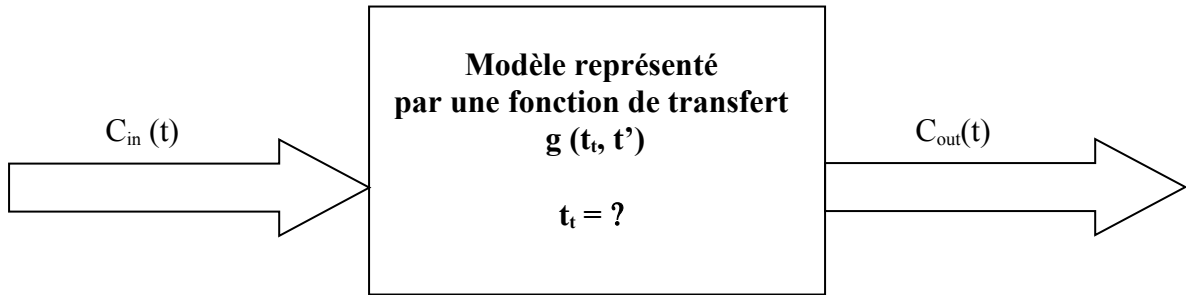


Figure 3. Représentation schématique du modèle empirique

$g(t_i, t')$ est une représentation mathématique du système suivant ses caractéristiques hydro(géo)logiques, telle que :

$$C_{out}(t) = \int_{-\infty}^t C_{in}(t') g(t - t') \exp[-\lambda(t - t')] dt' \quad (2.1)$$

Ou une forme équivalente

$$C_{out}(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t - t') g(t') \exp(-\lambda t') dt' \quad (2.2)$$

Où t' est le temps d'entrée

$g(t - t')$ est la fonction de réponse ou de transfert

λ est la constante radioactive du traceur

$t - t'$ est le temps de transit

$C_{in}(t')$ est la concentration du traceur à l'entrée

$C_{out}(t)$ est la concentration du traceur à la sortie

Il existe quatre modèles traduisant les caractéristiques hydrogéologiques des systèmes aquifères :

2.1.2.1. Modèle piston

Dans le modèle piston (MP), les lignes d'écoulement sont supposées avoir les mêmes temps de transit et la dispersion hydrodynamique et la diffusion sont négligeables. Ainsi, le traceur se déplace dans un système équivalent à un tube cylindrique ([17], [19]).

$g(t, t')$ est donnée par la fonction delta de Dirac $\delta(t' - t_i)$. La fonction de Dirac $\delta(x)$ est une fonction qui prend la valeur infinie pour $x = 0$ et est nulle pour toute valeur de x différente de 0.

La fonction satisfait également l'identité, $\int_{-\infty}^{\infty} \delta(x) dx = 1$

En remplaçant $g(t, t')$ dans l'équation 2.1, on a

$$C_{out}(t) = C_{in}(t - t_i) \exp(-\lambda t_i) \quad (2.3)$$

D'après l'équation 2.3, la concentration finale C_{out} à un temps t donné est égale à la concentration initiale C_{in} à un temps t_i plus tôt, et changée seulement par la désintégration radioactive pendant l'intervalle de temps t_i .

Le temps de transit t_i du traceur est l'unique paramètre du modèle

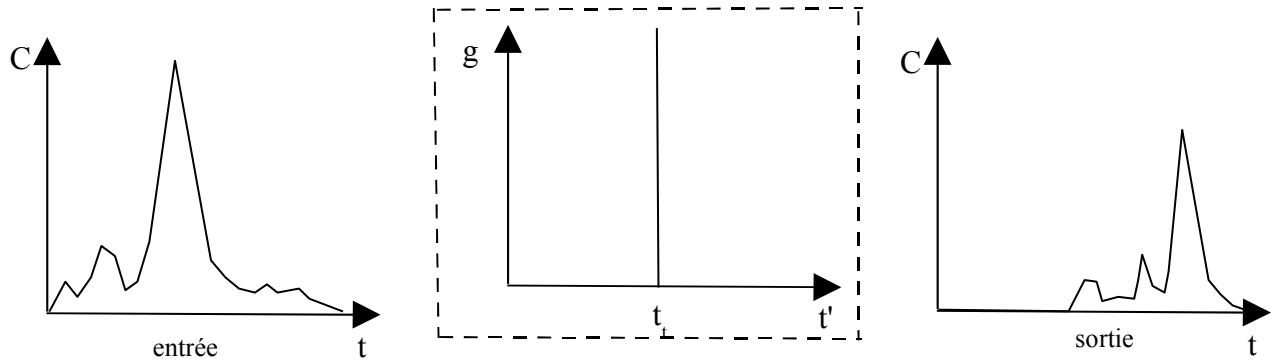


Figure 4. Modèle d'écoulement par piston. La concentration finale a subi une désintégration radioactive

2.1.2.2. Modèle exponentiel

Dans l'approximation du modèle exponentiel (ME), les lignes d'écoulement sont supposées avoir des temps de transit qui suivent une distribution exponentielle, c'est à dire que la ligne la plus courte a un temps de transit nul et la ligne la plus longue a un temps de transit infini. On suppose qu'il n'y a pas échange de traceur entre les lignes d'écoulement ([20] ; [21] ; [17] ; [22] ; [23]).

$g(t, t')$ est donnée par :

$$g(t_i, t') = t_i^{-1} \exp\left(-\frac{t'}{t_i}\right) \quad (2.4)$$

Comme pour le MEP, le temps de transit t_i du traceur est l'unique paramètre du modèle.

D'après la fonction de transfert de ME, le modèle ne peut pas être appliqué pour les systèmes dans lesquels des lignes d'écoulement infiniment courtes n'existent pas, c'est à dire dans les forages profonds ou les forages de type artésien.

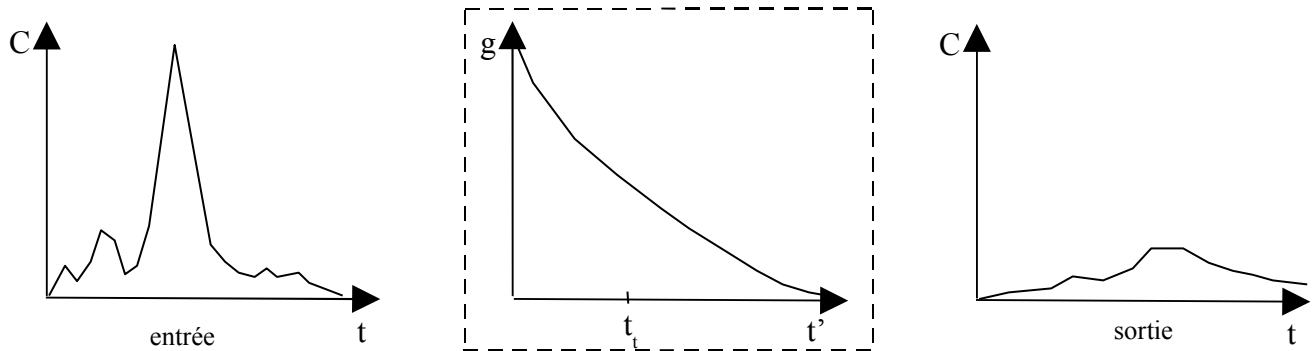


Figure 5. Modèle exponentiel. La concentration finale a subi une désintégration radioactive

2.1.2.3. Modèle combiné exponentiel et piston

Dans l'approximation du modèle combiné exponentiel et piston (MEP), on suppose que le système comporte une distribution exponentielle du temps de transit, et une distribution approximée par le modèle piston [17].

$$g(t_i, t') \text{ est donnée par } g(t_i, t') = \frac{\eta}{t_i} \exp\left(-\frac{\eta t'}{t_i} + \eta - 1\right) \quad \text{pour } t' \geq t_i(1 - \eta^{-1}) \quad (2.5)$$

$$g(t_i, t') = 0 \quad \text{pour } t' < t_i(1 - \eta^{-1}) \quad (2.6)$$

Où η est le rapport entre le volume total et le volume représenté par la distribution exponentielle du temps de transit.

$\eta = 1$ représente le modèle exponentiel

Les paramètres du modèle sont le temps de transit t_i du traceur et η

2.1.2.4. Modèle de dispersion

Dans l'approximation du modèle de dispersion (MD), on suppose que les lignes d'écoulement ont des temps de transit qui suivent une distribution exponentielle, et qu'il y a échange de traceur entre les lignes d'écoulement.

$g(t, t')$ est donnée par :

$$g(t, t') = \left(\frac{4\pi P_D t'}{t_t} \right)^{-1/2} t'^{-1} \exp \left[- \frac{(1 - t'/t_t)^2}{(4P_D t'/t_t)} \right] \quad (2.7)$$

P_D est le paramètre de dispersion. Plus P_D est élevé, plus la distribution du temps de transit est asymétrique.

Les paramètres du modèle sont le temps de transit t_t du traceur et le paramètre de dispersion P_D .

Les valeurs de P_D varient entre 0,05 et 0,5 dans la plupart des cas, quoiqu'une valeur de 2,5 a été publiée ([21] ; [22] ; [24]).

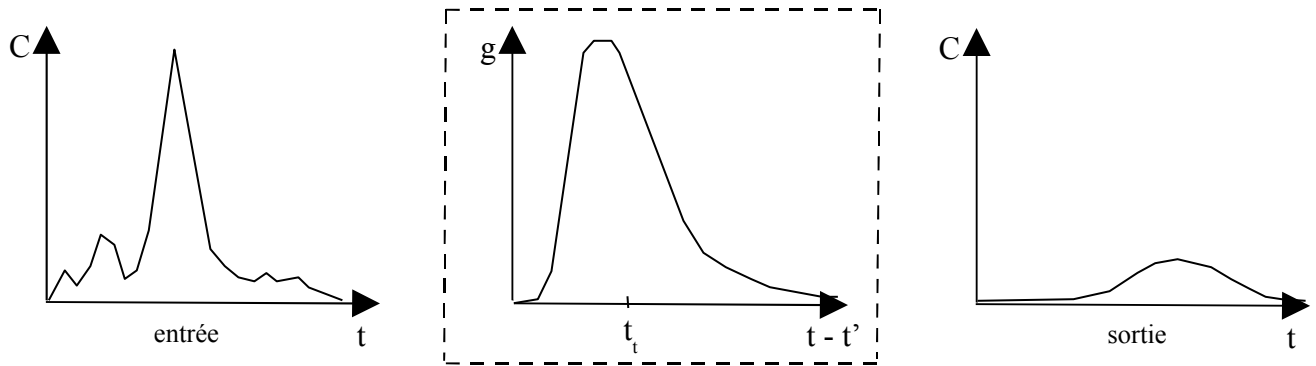


Figure 6. Modèle de dispersion. La concentration finale a subi une désintégration radioactive

2.1.3. Application du modèle empirique dans la détermination des âges des eaux souterraines : la méthode du tritium

Le tritium est l'unique traceur datant directement les eaux souterraines. Cependant, sa période courte de 12,43 ans ne lui permet que la datation des eaux souterraines récentes (temps de résidence moyen variant entre 5 et 50 ans), quoique ce soit le traceur le plus utilisé dans son domaine.

Les variations saisonnières de la concentration du tritium dans les précipitations, ainsi que celle des taux de précipitation et d'infiltration font que l'estimation de la fonction d'entrée $C_{in}(t)$ s'avère difficile.

C_{in} est donnée par l'équation

$$C_{in} = \frac{\sum_{i=1}^{12} C_i I_i}{\sum_{i=1}^{12} I_i} = \frac{\sum_{i=1}^{12} C_i \alpha_i P_i}{\sum_{i=1}^{12} \alpha_i P_i} \quad (2.8)$$

C_i , P_i et I_i représentent la concentration du tritium dans les précipitations, le taux de précipitation, et le taux d'infiltration pour le mois i , respectivement. Le coefficient d'infiltration ($\alpha_i = I_i/P_i$) représente la fraction de précipitation s'infiltrant dans le système des eaux souterraines pour le mois i .

Les valeurs annuelles de C_{in} calculées jusqu'à l'année précédant la dernière date d'échantillonnage constituent la fonction d'entrée.

En général, le coefficient d'infiltration n'est pas connu exactement mais varie selon la saison. On suppose ainsi que le coefficient d'infiltration pour les saisons pluvieuses (été) représente la même

fraction que le coefficient d'infiltration pour les saisons sèches (hiver), c'est à dire $\alpha = \frac{\alpha_e}{\alpha_h}$

Dans l'hémisphère sud, les saisons sèches étant d'avril en septembre (du quatrième mois au neuvième mois de l'année) et les saisons pluvieuses d'octobre en mars (du dixième mois au troisième mois de l'année suivante) l'équation 2.8 devient :

$$C_{in} = \frac{[(\alpha \sum_{i=4}^9 C_i P_i)_h + (\sum_{i=10}^3 C_i P_i)_e]}{[(\alpha \sum_{i=4}^9 P_i)_h + (\sum_{i=10}^3 P_i)_e]} \quad (2.9)$$

α est en général choisi par le modélisateur, mais dans la plupart des cas, α varie entre 0,4 et 0,8 pour les climats tropicaux humides ou modérés.

Les hauteurs de précipitations mensuelles sont celles collectées dans la station météorologique la plus proche géographiquement de la zone d'étude. Les données en tritium dans les précipitations sont extrapolées à partir des données des stations les plus proches/ou de conditions climatiques similaires à la zone d'étude dans le réseau de l'AIEA (GNIP).

C_{in} est calculée à partir de l'équation (2.9) et constitue la fonction d'entrée, C_{out} est déterminée à partir de la fonction de transfert d'un des modèles décrits ci-dessus, en faisant varier les paramètres du modèle. C_{out} constitue la fonction de sortie calculée.

Le(s) paramètre(s) du modèle, notamment l'âge moyen du traceur est déterminé quand la différence entre les valeurs calculées et mesurées est minime. Cette différence Σ est donnée par:

$$SIGMA = \frac{[\sum_{i=1}^n (Cm_i - C_i)^2]^{1/2}}{n} \quad (2.10)$$

Où Cm_i est la i-ème concentration mesurée, C_i est la i-ème concentration calculée, et n est le nombre d'observation

2.1.4. Sources d'erreurs

Les sources d'erreurs sont de deux types:

- les erreurs analytiques pour les mesures de la teneur en tritium des échantillons d'eau souterraines. Particulièrement, les procédures de mesure sont plus délicates à cause des faibles teneurs en tritium dans l'hémisphère Sud. Cependant, la fiabilité des résultats peut être vérifiée à partir des concentrations successives annuelles en tritium du même échantillon.

- les incertitudes sur la reconstruction des données en tritium des précipitations de la zone d'étude. De la même manière, la fiabilité des résultats peut être vérifiée en faisant les calculs d'interpolation sur des stations différentes (mais répondant aux critères de variation des concentrations en tritium dans les précipitations).

2.1.5. Le logiciel FLOWPC [25]

2.1.5.1. Description

Le logiciel FLOWPC est un logiciel de modélisation des âges des eaux souterraines, conçu pour être utilisable sur n'importe quel ordinateur PC. Les calculs sont basés sur l'équation (2.2) pour la détermination de la fonction de sortie d'un traceur environnemental choisi (la concentration finale ou de sortie en fonction du temps), d'un modèle type choisi, et des paramètres du modèle (estimés).

Les traceurs que l'on peut utiliser comprennent: ^3H , ^3He , $^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{14}C , ^{85}kr , et les isotopes stables (^2H et ^{18}O).

Le type de modèle choisi, le temps de transit du traceur, la valeur du paramètre du modèle (pour les modèles à deux paramètres) et Σ sont affichés dans l'ordre par le programme comme résultat de la modélisation.

2.1.5.2. Technique de modélisation

L'écriture du programme est basée sur la technique de modélisation par problème direct. Pour résoudre le problème inverse, c'est à dire pour déterminer les paramètres du modèle (en particulier l'âge moyen du traceur), on doit utiliser la méthode « *trial and error* ». L'utilisateur doit tester les valeurs des paramètres pas à pas jusqu'à l'obtention d'une meilleure correspondance entre les valeurs mesurées et celles calculées.

2.1.5.3. La fonction d'entrée

La fonction d'entrée $C_{in}(t)$, définie dans le paragraphe 2.1.2. est de deux types:

- soit $C_{in}(t)$ est déjà connue, c'est à dire que la concentration du tritium dans les précipitations s'infiltrant dans la nappe est disponible (groupe 1)
- soit $C_{in}(t)$ doit d'abord être calculée à partir des taux de précipitations, des concentrations du traceur dans les précipitations, et du coefficient d'infiltration (groupe 2). Dans ce cas, $C_{in}(t)$ est calculée par le programme à partir de l'équation 2.9

Pour les deux groupes, les fichiers doivent être créés par le modélisateur en utilisant le programme bloc-note avec une extension txt.

(i) Préparation du fichier d'entrée

Première ligne

Le nom de la zone d'étude ou le titre du sujet étudié

Deuxième ligne

Spécification des valeurs des paramètres suivants:

TN, TP, TK, DT, XT, RF, RW, CMIN, CMAX

TN l'année pour laquelle la première concentration moyenne annuelle est donnée (ou calculée)*;

TP l'année à partir de laquelle on voudrait avoir les concentrations finales;

TK l'année pour laquelle la dernière concentration moyenne annuelle est donnée (ou calculée);

DT intervalle de temps entre les concentrations données (ou calculées), [dans la plupart des cas $DT = 1$ (une année)];

XT période de demi-vie du traceur choisi;

RF paramètre définissant le type de la fonction d'entrée,

RF=0 la fonction d'entrée sera calculée,

RF=1 la fonction d'entrée est connue (donnée)

RW paramètre définissant le type de traceur utilisé:

RW = 1 Tritium

RW = 2 Oxygen-18

RW = 3 Carbon-14

RW = 4 Krypton-85

RW = 5 Deutérium

RW = 6 Fréon

RW = 7 Hélium

RW = 71 Tritium/Hélium

CMIN, CMAX concentrations de sortie minimale et maximale (à estimer), respectivement.

Ces deux paramètres déterminent l'échelle de l'axe des y. Cependant, s'ils ne sont pas choisis correctement, l'échelle est ajustée automatiquement par le programme.

*Il n'existe pas de règle générale sur le choix de TN. Pour le ^{85}Kr et le fréon par exemple, il est suffisant de commencer les calculs à partir de l'année à laquelle leurs concentrations dans l'atmosphère ont augmenté. Pour le tritium, il est suffisant de commencer juste avant le "pic" (c'est-à-dire en 1950-1952).

Troisième ligne

A partir de la troisième ligne, les données sont écrites suivant le type de la fonction d'entrée.

Groupe 1 - la concentration initiale est connue (**RF=1**)

La troisième ligne commence avec les concentrations du traceur dans les eaux qui s'infiltrant pour le temps $t=TN$ à un intervalle de temps DT (une semaine, un mois, ou une année). Les lignes qui suivent sont les concentrations du traceur, se terminant au temps $t=TK$.

Groupe 2 - la concentration initiale doit d'abord être calculée ($RF=0$) à partir de l'équation (2.9) (cas du tritium)

La troisième ligne commence avec la concentration moyenne mensuelle du traceur dans les précipitations (C_i), de janvier en décembre.

En changeant de ligne, s'ensuivent les hauteurs de précipitations (P_i).

La dernière ligne donne les valeurs du coefficient d'infiltration (α_i) de janvier en décembre. Ces valeurs sont les mêmes pour toutes les années de calcul.

Un exemple de fichier d'entrée du groupe 2 est donné en annexes

A partir du fichier d'entrée, le programme calcule les concentrations finales du traceur. A l'aide de Σ (2.10), les concentrations calculées sont comparées à celles mesurées sur un site d'observation. L'âge moyen du traceur est déterminé quand la valeur de Σ est minime.

Le programme calcule également l'efficacité du modèle (EM) pour évaluer de quelle façon le modèle a simulé la réalité. Elle est exprimée par

$$EM = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (C_i - C_{m_i})^2}{\sum_{i=1}^n (C_i - C_{moyenne})^2} \quad (2.11)$$

Où $C_{moyenne}$ est la moyenne arithmétique des concentrations mesurées. $EM = 1$ indique une modélisation idéale, c'est-à-dire que le modèle a parfaitement simulé la réalité.

2.1.5.4. Le fichier contenant les concentrations mesurées sur un site d'observation

La première ligne contient le nombre d'observation* et le nom du site d'observation

A partir de la deuxième ligne, on forme deux colonnes. La première colonne contient les dates d'observation**. La seconde colonne contient les concentrations mesurées correspondant au temps d'observation de la première colonne.

*le nombre d'observation est donné en format I3, c'est-à-dire que pour un nombre de trois chiffres, on commence à écrire à la première colonne, pour un nombre de deux chiffres, on commence à la deuxième colonne, et pour un nombre d'un chiffre, on commence à la troisième colonne.

**les dates d'observation sont données en système décimal.

Par exemple pour 01.07.1990, on a **1990,50**

1990 pour l'année. Le premier juin étant le 182^{ème} jour de l'année qui contient 365 jours, on a $182/365 = 0,5$

Exemple de fichier

18 WBQF

1988.51 26.0

1988.57 27.9

1988.67 27.7

1988.82 28.2

1988.99 25.7

1989.50 25.0

1989.57 23.3

1989.66 26.5

1989.69 24.0

1989.84 22.7

1989.90 23.5

1990.01 22.6

1990.10 22.1

1990.26 23.8

1990.36 23.7

1990.50 24.1

1991.10 21.4

1991.20 20.9

2.1.5.5. Exemples

Tableau 3. Données en tritium de quelques sites d'échantillonnage dans le bassin versant de Bystrzyca, Pologne

Site No.	Date d'échantillonnage et concentration du tritium		
	02.08.1995	17-18.06.1997	20.06.1999
	UT	UT	UT
Source 1	4,9±0,5	5,6±0,5	5,2±0,5
Source 2	2,1±0,5	3,1±0,5	4,4±0,5
Puits 7	6,7±0,5	5,6±0,5	5,1±0,5
Puits 14	8,5±0,6	7,6±0,5	6,3±0,6

Source Manuel FLOWPC

sont données par les figures 7 et 8, pour les puits et les sources respectivement, les résultats des modélisations par FLOWPC

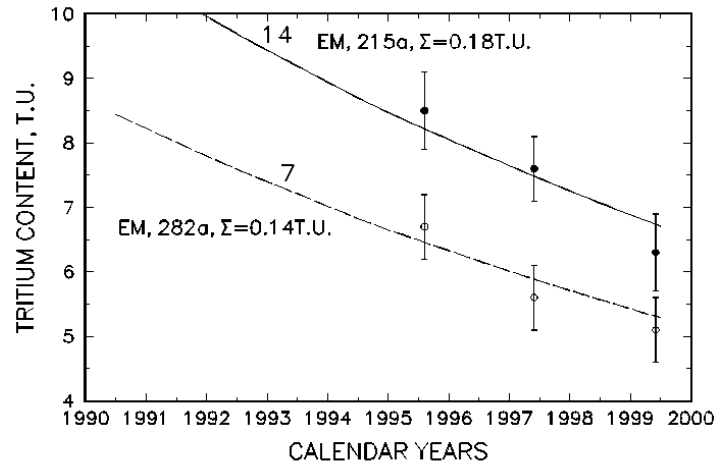


Figure 7. Exemple de données en tritium des deux puits (site 7 et site 14), interprétées par le modèle exponentiel

Source Manuel FLOWPC

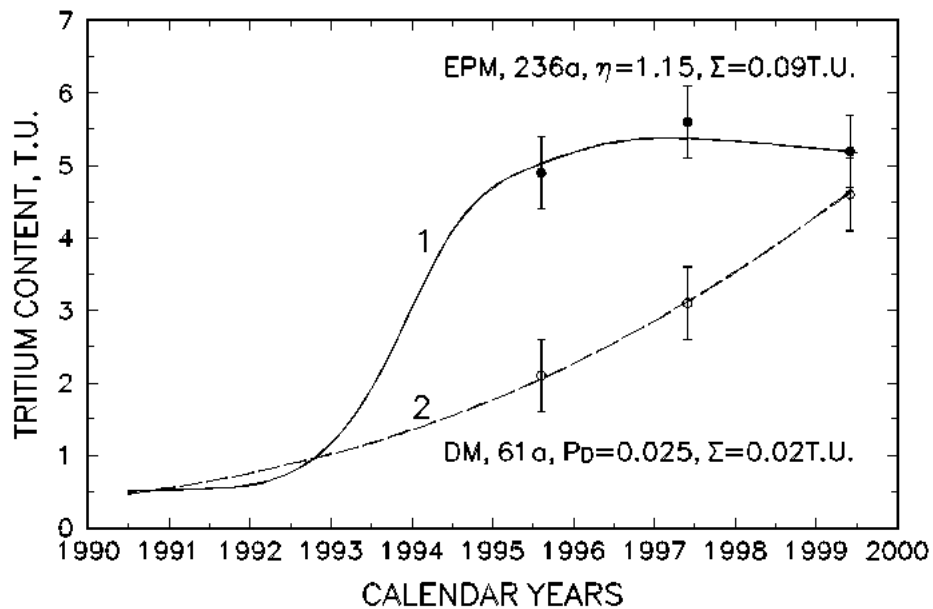


Figure 8. Exemples de données en tritium pour les sources 1 et 2, interprétés par le modèle de dispersion (source 2) et par le modèle exponentiel (source 1)

Source Manuel FLOWPC

2.2. Modélisation géochimique des processus de minéralisation des eaux souterraines

2.2.1.. Eléments de modèle conceptuel

Le modèle géochimique d'un système est sa représentation en termes de réactions chimiques entre les différentes phases du système. Les éléments du modèle sont les phases et leur taux de dissolution ou de précipitation dans la solution [10].

2.2.2. Indice de saturation dans le développement de modèles conceptuels

L'indice de saturation (IS) permet de déterminer l'état d'équilibre des minéraux avec la solution. Elle permet de déterminer le comportement et/ou la présence des minéraux dans les roches encaissantes. Dans un système aquifère dont le temps de résidence moyen des eaux souterraines se situe dans l'échelle des décades ou même plus, il est improbable que les minéraux réactifs resteraient sous-saturés dans l'eau. Si l'IS d'un minéral réactif est négatif, ceci indiquerait que le minéral est absent dans les roches encaissantes [10]. Si le minéral est identifié dans le système aquifère mais son IS est négatif, il se dissout et les concentrations de ses composants augmentent dans la solution.

2.2.3 Méthode de modélisation géochimique

Deux approches différentes peuvent être utilisées pour la modélisation géochimique d'un système donné :

- la méthode inverse, qui consiste à déterminer les natures des différentes réactions, responsables des changements de la composition chimique d'un échantillon d'eau souterraine à l'état final par rapport à la composition chimique d'un échantillon d'eau souterraine à l'état initial (figure 9). Plusieurs modèles conceptuels potentiels consistant à des suites de différentes phases réactives peuvent être à l'origine des changements de composition chimique, et c'est le défi du modélisateur de retenir le modèle qui pourrait représenter le système réel et d'éliminer les modèles irréalistes. La méthode inverse est basée seulement sur les calculs du bilan de masse et ne tient pas compte des contraintes thermodynamiques du système. Ainsi, un modèle pourrait prédire qu'un minéral se précipite alors que les concentrations des différents éléments composant le minéral ne sont pas suffisamment élevées pour permettre au minéral de se former [10]. Il s'ensuit que

les calculs des indices de saturation sont nécessaires pour montrer la fiabilité d'un modèle. La figure 9 illustre l'approche de la méthode inverse. BALANCE et son successeur NETPATH sont les logiciels les plus utilisés pour la modélisation inverse.

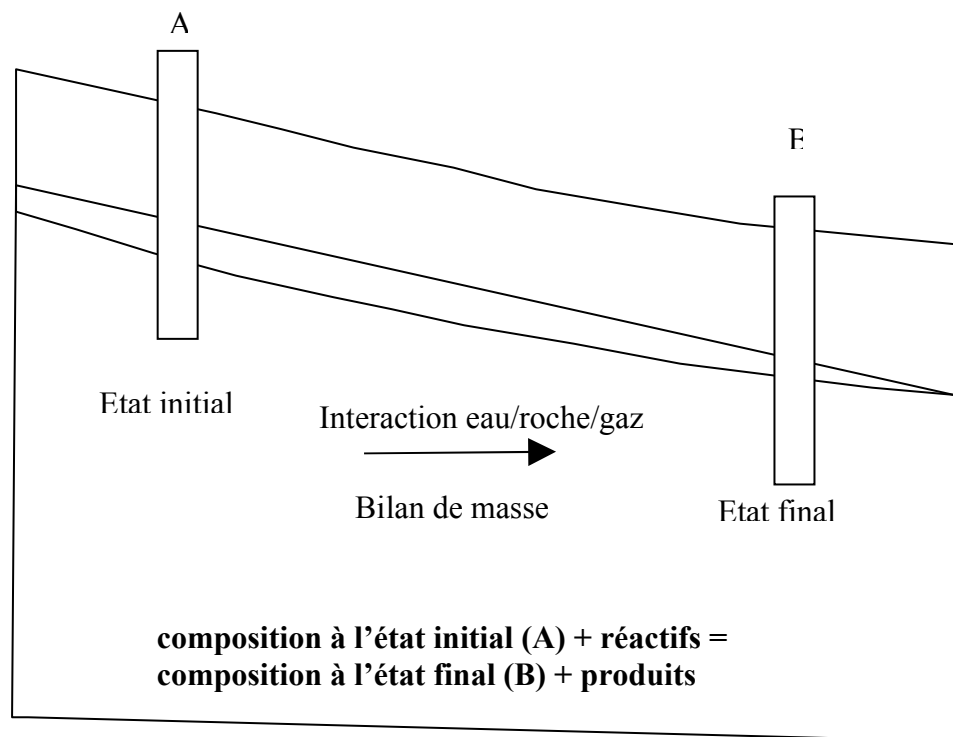


Figure 9. Méthode inverse de modélisation géochimique

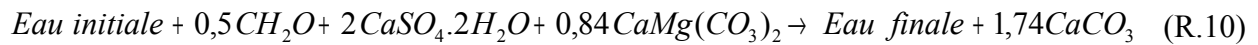
Exemple :

Dans le tableau 4 sont données les valeurs de quelques paramètres physiques et chimiques de deux échantillons d'eau souterraine. Ces valeurs ont été respectivement, mesurées et analysés pour un état initial et un état final (figure 9). Les objectifs sont de déterminer et de quantifier les réactions géochimiques responsables des changements observés à l'état final, en assumant que les phases réactives sont la calcite, la dolomite, le gypse, la matière organique et le gaz carbonique

Tableau 4. Données physico-chimiques pour deux échantillons d'eau souterraine; pour un état initial et un état final

	Etat initial	Etat final
pH	7,38	7,17
pe	4,0	-3,76
IS calcite	0,0	0,0
IS dolomite	0,0	0,0
IS gypse	-	-1,37
pCO ₂	-2,0	-1,79
Ca ⁺² (mmole/kg H ₂ O)	1,16	2,26
Mg ⁺² (mmole/kg H ₂ O)	0,85	1,69
SO ₄ ⁻² (mmole/kg H ₂ O)	0,0	1,75
Alcalinité (mmole/kg H ₂ O)	4,03	4,41
S ⁻² (mmole/kg H ₂ O)	-	0,249
C (total, mmole/kg H ₂ O)	4,35	4,79

Par modélisation géochimique inverse, en utilisant NETPATH, la réaction suivante est déterminée :



- la méthode directe, qui consiste à la prédiction du changement de composition chimique d'un échantillon d'eau souterraine à l'état final, à partir des caractéristiques chimiques et la connaissance des processus géochimiques d'un échantillon d'eau souterraine à l'état initial (figure 10). La méthode est également utilisée pour déterminer les comportements d'un système aquifère par addition d'un réactif ou un changement de conditions environnementales (exemple : température). Contrairement à la méthode inverse, la méthode directe tient compte des contraintes thermodynamiques du système.

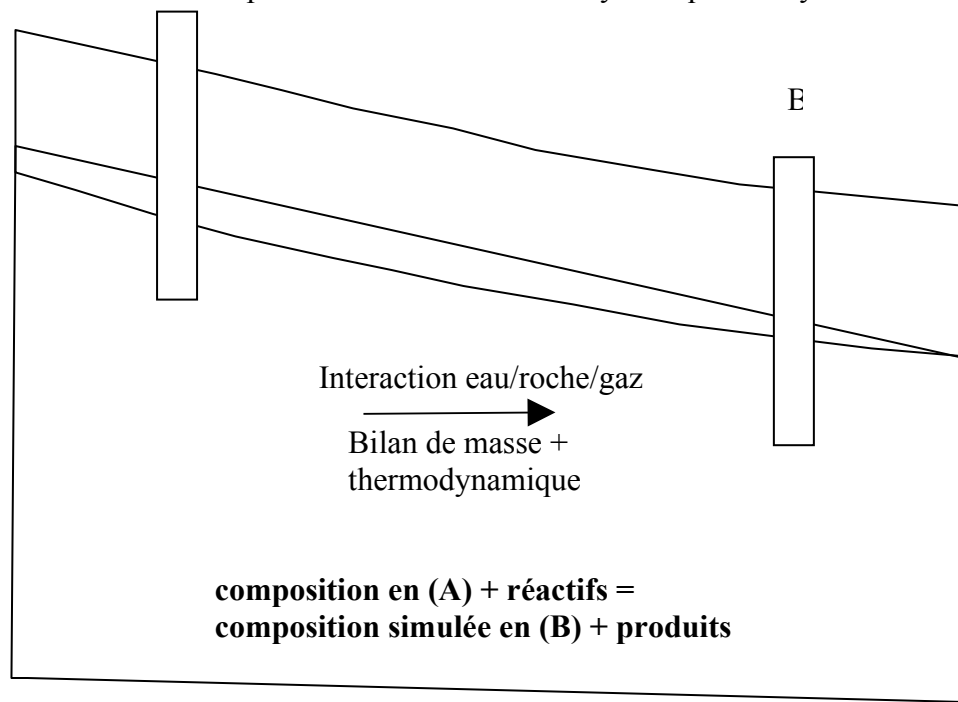


Figure 10. Méthode directe de modélisation géochimique**2.2.4. Modélisation géochimique par la méthode de bilan de masse**

La modélisation géochimique par la méthode de bilan de masse consiste à déterminer la nature et l'étendue des réactions géochimiques dans un système aquifère en identifiant les minéraux qui interagissent avec les eaux souterraines et en déterminant les taux de dissolution ou précipitation de ces minéraux.

Le modèle conceptuel de ce type de modélisation est basé sur l'existence de données chimiques de deux échantillons d'eau, dont la composition chimique de l'eau finale (en aval) est déduite de celle de l'eau initiale (en amont) à partir de réactions géochimiques [26].

La formulation est très simple : une équation linéaire est développée pour chaque élément ayant de données analytiques. L'équation traduit la différence de concentration d'un élément entre les deux solutions initiale et finale. La différence est due, soit à une dissolution, soit à une précipitation [26].

$$\Delta (i^{total}) = \sum_{p=1}^P b_{p-i} \alpha_p \quad (2.12)$$

$\Delta (i^{total})$ est le changement de la molalité totale de l'élément i (différence entre la concentration finale et la concentration initiale)

b_{p-i} est le coefficient stœchiométrique de l'élément i dans la phase p

α_p est le transfert de masse de la phase p , en moles/kg d'eau

P est le nombre total de phase

La difficulté de la modélisation par la méthode de bilan de masse est la détermination des phases qui participent à la réaction géochimique. Les contextes hydrologiques ou les données isotopiques permettent de déterminer si le système est ouvert à l'atmosphère ou non. Les données géologiques et minéralogiques aident à déterminer la nature des phases [26].

2.2.5. Sources d'erreurs et limites

2.2.5.1. Sources d'erreurs

Les modèles géochimiques d'un système reposent sur les informations disponibles sur ce système. La capacité de ces modèles de représenter le système naturel dépend non seulement de l'analyse et du jugement du modélisateur, mais aussi de plusieurs autres facteurs tels que:

- le mode de mesure de certains paramètres comme le pH et l'alcalinité qui doivent être mesurés sur terrain [26]. Une mesure au laboratoire de ces paramètres fausserait leurs valeurs, et par conséquent les modèles.
- l'exactitude des analyses au laboratoire. Pour les ions majeurs, les balances ioniques doivent être calculées pour vérifier l'exactitude des résultats analytiques. L'intervalle d'incertitude est de 2 à 5 % ([26] ; [10]).
- l'exactitude des données thermodynamiques (température) et l'habilité du logiciel de modélisation de modifier les données standards aux conditions du site étudié [10].

Le non-respect de ces facteurs peut erroner les modèles trouvés. De plus, les calculs des IS de certains minéraux (carbonates, hydroxydes, parmi d'autres) dépendent largement du pH [26]. Une valeur fausse de ce paramètre donnera également des valeurs d'IS inappropriées au système naturel. Les incertitudes d'IS dans ce cas pourraient être larges, contrairement à celles engendrées par les incertitudes sur les analyses chimiques. En effet, IS est calculé à partir des logs des activités des ions, donc les erreurs sont très faibles pour une incertitude de l'ordre de 2 à 5 % [26].

2.2.5.2. Limites

La modélisation par la méthode de bilan de masse est utilisée quand il n'y a pas de variation temporelle de l'écoulement et des compositions chimiques des eaux souterraines. Ces conditions sont pour la plupart satisfaites à l'exception des eaux souterraines dont la composition chimique

pourrait varier par suite de contamination anthropique. Dans ce cas, la modélisation pourrait donner des résultats erronés et son application demanderait une attention particulière [26].

Autre facteur de limite est la valeur de la force ionique de la solution. La force ionique est la mesure de l'effet total de tous les ions dans une solution. C'est la somme des concentrations molaires multipliée par le carré de la valence de ces ions. Pour la plupart des logiciels de modélisation, l'application est limitée à des solutions ayant une force ionique $< 0,5$. Cette condition est souvent satisfaite car la force ionique d'une solution n'est supérieure à 0,5 que pour des TDS proches de celle de l'eau de mer [10].

2.2.6. Le logiciel NETPATH V 2.0 [27]

2.2.6.1. Description

NETPATH 2.0 est un code interactif de modélisation de réactions géochimiques entre un état initial et un état final. C'est un programme informatique écrit en FORTRAN 77. Le logiciel est également utilisé dans les calculs de proportions de mélange de deux à cinq échantillons d'eau. Le programme utilise les bases de données, établies au préalable par le modélisateur, d'un système hydrogéologique donné. Pour une série de phases minérales ou gazeuses, NETPATH calcule les transferts de masse des différentes phases sélectionnées entre la composition initiale et finale afin de comprendre les changements observés dans le type chimique de l'eau à l'état final.

Le programme cherche une série de phases, ayant des coefficients de transfert de masse qui satisfont l'équation (2.12) et les types de réaction imposés (dissolution/précipitation/échange d'ions). Les réactions sont des modèles de bilan de masse qui représentent exactement la différence de composition chimique entre l'eau initiale et l'eau finale.

2.2.6.2. Bases de données (DB) utilisées par NETPATH

DB est un programme informatique, également écrit en FORTRAN 77, utilisé pour stocker les données analytiques et calculer la distribution de différentes espèces dans la solution. WATEQ4F (un programme informatique généralisé dans les calculs de spéciation aqueuse) est incorporé dans DB pour les calculs des IS des différents minéraux et la création des fichiers d'entrée utilisés par NETPATH.

2.2.6.3. Concepts théoriques et terminologie

Les réactions de bilan de masse géochimique sont appelées « modèles ». On définit un modèle comme étant les masses d'une série de minéraux ou gaz qui doivent entrer ou quitter la solution initiale pour que la composition chimique de la solution finale simulée soit identique à celle observée. Les eaux choisies devraient être des eaux dont la composition chimique évolue (exemple : échantillons d'eau collectés le long de la direction d'écoulement).

(i) Contraintes

Une contrainte est typiquement un élément chimique, mais pourrait également être une expression de conservation d'électron (état d'oxydo-réduction) ou un isotope. Une contrainte est introduite dans un modèle pour définir les masses des phases sélectionnées (minéraux ou gaz) qui peuvent entrer ou quitter la solution. Les contraintes choisies pour le (s) modèle (s) détermineront le nombre et le type de phases qui doivent être sélectionnées pour résoudre la modélisation. NETPATH comprend 28 contraintes dont la liste est donnée dans le tableau 5

Tableau 5. Liste des contraintes et leur numéro respectif

1. Carbone	2. Soufre	3. Calcium	4. Aluminium
5. Magnésium	6. Sodium	7. Potassium	8. Chlorure
9. Fluorure	10. Silice	11. Bromure	12. Bore
13. Baryum	14. Lithium	15. Strontium	16. Fer
17. Manganèse	18. Azote	19. Phosphate	20. Redox
21. ^{13}C	22. ^{14}C	23. ^{34}S	24. ^{87}Sr
25. ^{15}N	26. ^2H	27. ^{18}O	28. ^3H

Un élément sélectionné doit être contenu dans une des phases choisies pour que le bilan de masse soit calculé.

(ii) Phases

Une phase est un minéral ou gaz qui peut entrer ou quitter la solution aqueuse. Pour les phases réactives, il est possible de les « forcer » à être toujours incluses dans les modèles. Ceci permettra d'obtenir des modèles plus réalistes et de réduire le nombre de modèles trouvés. La liste des phases est donnée dans le tableau 6

Tableau 6. Listes des phases et leurs numéros respectifs

1: "CH ₂ O" +	2: Albite +	3: Alunite	4: Analcime +	5: Annite +
6: Anorthite +	7: Aragonite	8: Augite +	9: Barite	10: Biotite +
11: Brucite	12: Calcite	13: Celestite	14: CH ₄ gaz	15: Chlorite +
16: Chrysolite+	17: CO ₂ gaz	18: CO ₂ -CH ₄	19: Ca-mont	20: Diopside +
21: Dolomite	22: Echange	23: Fluorap	24: Fluorite	25: Forstrit +
26: Fe-S	27: feii-na	28: Gibbsite	29: Goethite	30: Gypse
31: H ₂ gaz	32: H ₂ S gaz	33: Hématite	34: Hornblende+	35: Hydroxap
36: Illite	37: K-feldspath	38: K-mica+	39: K-mont	40: Kaolinite
	+			
41: Lignite +	42: Magnésite	43: Magnétite	44: Mg.O ₂ cal	45: Mirabilite
46 :Mont-fel	47: Mont-Maf	48: Mg-mont	49: Mg/Na Ech.	50: MgSiO ₃ +
51: Mn(OH) ₃	52: MNO ₂	53: MNOOH	54: N ₂ gaz	55: Na-mont
56: Naclinop	57: NH ₃ gaz	58: NH ₄ /Ca Ech.	59: Na-mont	60: Na ₂ SO ₄
61: NaCl	62: NaHCOL	63: O ₂ gaz	64: Phlogopite	65: Plagan25+
66: Plagan30 +	67: Plagan33 +	68: Plagan38 +	69: Plagan45 +	70: Prehnite +
71: Pyrite	72: Rhodochr	73: Sépiolite	74: Sidérite	75: Strengite
76: Stronite	77: Sylvite	78: SiO ₂	79: Talc	80: Vivianite
81: Witherite	82: Pyroxène	83: *autre**		

Certaines phases ne peuvent que se dissoudre ou se précipiter. Par exemple, la matière organique et les minéraux silicatés ne peuvent que se dissoudre. NETPATH permet de choisir une « précipitation seulement » ou « une dissolution seulement ». Ceci permettra de réduire le nombre de modèles trouvés car seuls les modèles dans lesquels ces phases particulières se précipitent ou se dissolvent seront affichés. Le signe positif suivant le nom des phases dans le tableau se réfère à ces cas particuliers.

(iii) Modèles

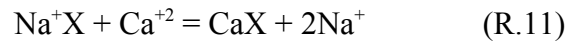
Le nombre de phases doit être au moins égal au nombre de contraintes pour qu'un modèle puisse être simulé. Le modèle simulé est une série de phases choisies avec les transferts de masse calculés satisfaisant les contraintes sélectionnées. Il est de la forme :

$$\text{Eau initiale} + \text{« phases réactives »} = \text{eau finale} + \text{« phases produites »}$$

La validité du modèle dépend considérablement de l'exactitude des données analytiques et des mesures sur terrain. Elle dépend également des choix du modélisateur dans la sélection des phases. Quand la simulation présente plusieurs solutions, d'autres facteurs pourraient être

considérés pour éliminer les modèles irréalistes. Par exemple: un modèle qui prédit la précipitation d'un minéral alors que le calcul de IS montre que ce dernier se dissout dans la solution ne peut représenter le système réel.

Un transfert de masse positif indique que la phase pénètre dans le système, c'est-à-dire elle se dissout. Un transfert de masse négatif indique que la phase quitte le système, c'est-à-dire elle se précipite. Pour les échanges cationiques, un signe positif indique que la réaction est directe (se dirige vers la droite). Un signe négatif indique que la réaction est inverse (se dirige vers la gauche). Exemple : l'échange cationique entre Na^+ et Ca^{+2} est donné par la réaction R.11



CHAPITRE 3. RAPPEL DES TRAVAUX ANTERIEURS

La région du sud ouest de Madagascar a longtemps souffert de pénurie en eau potable. Dans les zones rurales, seulement 2,6 % de la population ont un système d'alimentation en eau approprié, taux largement inférieur à celui de 12 %, qui est la moyenne nationale [1].

Plusieurs projets de développement et des investigations scientifiques ont été ainsi mis en œuvre dans cette partie de l'île afin de développer l'alimentation en eau potable. En liaison directe ou pas avec notre sujet, ces travaux méritent d'être mentionnés car elles entrent dans le cadre du développement des ressources en eau dans la région.

3.1. Projets de développement d'adduction en eau potable

- JICA a réalisé un des plus grands projets de développement d'adduction en eau potable dans la région de Menabe, entre les rivières Onilahy et Tsiribihina d'une part, et Tsiribihina et Mangoky d'autre part. Le projet japonais a été divisé en deux étapes. La première étape consistait à la catégorisation des villages selon les conditions socio-économiques et aux études hydrogéologiques pour l'évaluation de la potentialité des eaux souterraines. La deuxième étape comprenait les campagnes d'installation de puits et forages et la formulation d'un plan de maintenance des systèmes installés pour une utilisation durable. Le projet a été divisé en deux phases : la phase I, qui a été réalisée entre 1989 et 1995, a permis l'installation de systèmes d'alimentation en eau potable dans 50 villages du Sud de Mangoky. La phase II qui se terminait en 2005, couvrait une plus grande surface et a vu la participation de 115 villages candidats à l'installation de systèmes d'alimentation en eau [28].

- Par financement de l'UNICEF, 30 puits ont été réalisés dans la région de Morondava. Les travaux de construction des puits ont été attribués à trois ONG locaux : l'ONG TARATRA, qui a réalisé 15 puits ; l'ONG FITATSY, qui a réalisé 10 puits ; et l'ONG TSIADABO qui a réalisé 5 puits. Les études hydrogéologiques, ainsi que le suivi et contrôle de l'exécution des travaux de construction ont été faits par l'association FANOVOZANTSOA [29].

- Dans le cadre du projet SAHA financé par la coopération Suisse, les Fivondronana de Mahabo, Morondava, Miandrivazo, et Belo sur Tsiribihina ont bénéficié respectivement de 19, 32, 1, et 11 puits. Les travaux ont été réalisés en 2005. Pour cette année 2007, d'autres travaux de construction sont en cours de réalisation, avec au total 44 puits répartis dans les mêmes Fivondronanas dont 26 à Morondava, 4 à Miandrivazo, 12 à Belo sur Tsiribihina, et 2 à Mahabo [30].

3.2. Travaux scientifiques

Outre les premiers travaux sur la géologie du bassin de Morondava menés par le géologue français Besairie (1953), d'autres études hydrogéologiques, géochimiques et isotopiques ont suivi, entreprises par des scientifiques étrangers et malgaches.

3.2.1. Investigations hydrogéologiques

Dans le cadre du projet japonais mentionné auparavant, l'un des objectifs principaux des études était d'évaluer la potentialité de développement des eaux souterraines. Les résultats ont montré une potentialité généralement élevée pour les zones concernées. La plaine de Morondava, avec une surface de 6 006 km² a un potentiel de 5 689 932 m³/jour. Les études ont également permis d'éditer une carte hydrogéologique au 1 : 250000 du grand bassin de Morondava, montrant les potentialités des aquifères [28].

En 1999, Randrianarisoa a étudié les ressources en eaux souterraines de la région d'Ampataka par la prospection électrique. Les résultats ont permis de confirmer l'existence d'un réseau de failles de direction Est-Ouest, relevé lors de la photo-interprétation. Dans la plaine de sables roux, une autre direction NNE-SSO a été également détectée.

Cette étude a également permis de déterminer les rôles hydrogéologiques de ces accidents. Les failles de direction Est-Ouest ont facilité la circulation des eaux de mer à partir des tannes vers l'intérieure de la terre, ce qui a contaminé les nappes superficielles. Celles de direction NNE-SSO ont joué le rôle de barrage vis à vis de l'invasion marine en profondeur.

Par conséquent, aux environs d'Ampataka, les structures aquifères sont contaminées superficiellement et/ou envahies en profondeur par les eaux de mer [31].

Ainsi, il existerait trois nappes :

- une nappe superficielle contaminée par la montée des eaux de mer ;
- une nappe semi-captive profonde, située en dessous de la précédente, envahie par l'eau de mer ;
- une nappe captive, séparée des précédentes par une faille de direction NNS-SSO qui la protégerait de l'invasion marine. Cette nappe serait l'extension de la nappe phréatique générale du bassin de Morondava [31].

De 2003 à 2005, l'IOGA a entrepris des travaux de recherche hydrogéologiques dans soixante dix villages de la région de Menabe, entre les rivières Mangoky et Tsiribihina. Les travaux ont été

financés par le FADES et se rapportaient à l'application de l'imagerie et de la modélisation géophysiques 1D et 2D à l'évaluation du potentiel en eaux souterraines de la région étudiée. Les investigations hydrogéologiques ont permis de distinguer cinq zones hydrogéologiques constituées d'Est en Ouest par la nappe de grès du Crétacé, la nappe de grès et calcaires de l'Éocène, la nappe des alluvions, la nappe des dunes, et la nappe des sables roux.

Ces nappes sont essentiellement alimentées par les eaux de pluies en saison de pluies et constituent d'importantes ressources, surtout dans les régions où les cours d'eau sont irréguliers.

En outre, les cours d'eau, fleuves, rivières et canaux d'irrigation interviennent de même à l'alimentation et au drainage de la nappe d'eau souterraine. Leur comportement vis à vis du réservoir d'eau souterraine dépend de la saison. Ils alimentent en général l'aquifère au mois de février et drainent l'eau souterraine en période d'étiage [32].

En utilisant diverses approches scientifiques, Ralaimaro (2004) a étudié la structure et le fonctionnement des aquifères en vue de l'alimentation en eau potable de la zone sédimentaire du Sud-ouest de Madagascar. Les approches utilisées pour l'identification et la structure des systèmes aquifères étaient basées sur les photo-interprétations, les traitements d'images satellites, les observations sur terrain et les prospections géophysiques. Le fonctionnement a été réalisé par des approches hydrogéochimiques et géophysiques.

Les observations ont aidé à identifier l'existence de dépressions fermées, qui dominent certain secteur où il n'y a pas de réseau de surface. Les résultats ont également montré des horizons argileux de structures différentes en profondeur, un horizon humifère très argileux au milieu, diminuant l'infiltration, et un horizon de dégradation de carapace sableuse [33].

Quelques types de nappes semblaient être identifiés : nappes des dunes le long du littoral, alimentées par l'impluvium local et qui pourraient être contaminées par l'eau de mer ; nappes alluviales le long des fleuves et rivières qui pourraient être alimentées et/ou drainées par les réseaux hydrographiques ; nappes gréseuses dans la plaine de Morondava-Mahabo dont l'alimentation dépendrait de l'impluvium local ; et les nappes des calcaires karstiques profondes sous couvertures [33].

Les méthodes géophysiques effectuées au sud de Mangoky, suivant le profil NNO-SSE, ont montré, dans la partie orientale et de haut en bas, la présence de :

- terrain superficiel résistant, d'épaisseur comprise entre 0,5 et 1 m ;
- un horizon plus ou moins conducteur, d'épaisseur variant de 8 à 12 m ;

- un terrain conducteur de 16 à 22 m d'épaisseur ;
- une assise plus ou moins conductrice à la base

On retrouve à peu près les mêmes formations dans la partie centrale, avec un deuxième terrain plus résistant. La partie occidentale est également constituée par les mêmes formations, mais l'assise est nettement plus conductrice [33].

Plus récemment, Randriamamory (2006) a mené une étude sur la caractérisation hydrogéologique des nappes souterraines entre les rivières Morondava et Maharivo a été effectuée. Les résultats de l'étude ont montré l'existence de deux types d'aquifère :

- un aquifère phréatique (5 à 20 m), alimenté essentiellement par infiltration verticale des eaux de pluie et constitué de sables fins et moyens, de graviers surmontés de carapace sableuse/latérite. Les eaux souterraines ont des valeurs de conductivité électrique variant entre 1000 et 1500 μ S/cm, dues à une évaporation importante et/ou une intrusion marine (aérosol/biseau salé).
- un aquifère multicouche ou captif (20 à 60 m), constitué de sables, graviers, galets, et conglomérats. La nappe serait alimentée par l'écoulement latéral venant des nappes libres en amont [34].

3.2.2. Investigations hydrochimiques

Dans le cadre des travaux de recherche hydrogéologiques dans les soixante dix villages de la région de Menabe, entre les rivières Mangoky et Tsiribihina entrepris par l'IOGA, une étude hydrochimique a également été faite. Les différents paramètres comme le pH, la conductivité électrique, la température et les niveaux dynamiques ont été mesurés et les ions majeurs ont été analysés.

Une grande variation du pH a été observée; de 4 à 7,8. En général, les valeurs tendent à augmenter du Nord au Sud, avec des valeurs de pH >7 dans le Sud-ouest [32].

En général, le niveau statique dans les puits de la région varie dans l'espace. Parmi les 46 puits inventoriés, deux possèdent un niveau statique supérieur à 10 m. Le niveau minimal est à 0,15 m près du littoral et le maximum 13,45 m pour les puits visités en plein étiage à plus de 15 m pour ceux visités en fin d'étiage ou en début de saison de pluies [32].

La température de l'eau des différents points d'eau s'échelonne de 25 à 34°C. Quant à la conductivité électrique, les valeurs observées sont inférieures à la valeur limite stipulée par les normes OMS, à l'exception de trois points d'eau dont les valeurs sont très élevées, supérieures à 6800 μ S/cm.

Une augmentation progressive de la conductivité électrique de l'est vers le littoral a été observée [32]. Les figures montrant les cartes d'isovaleurs de pH et de conductivité électrique, issues de cette étude sont données en annexes.

Les diagrammes de Piper ont montré que les eaux sont pour la plupart chlorurées calciques dans les zones de Belo-sur Tsiribihina, Miandrivazo, Ouest et Est de Morondava, ainsi que dans la zone de Mahabo, indiquant l'importance de la réaction de l'eau avec son milieu d'écoulement qui est le calcaire [32].

Dans la région de la rive gauche de Kabatomena, les eaux sont chlorurées mixte calciques, magnésiennes, sulfatées et/ou potassiques ou chlorurées magnésiennes.

Ralaimaro (2004) a également entrepris des études hydrochimiques dans son étude sur la structure et le fonctionnement des aquifères en vue de l'alimentation en eau potable de la zone sédimentaire du Sud-ouest de Madagascar. Les résultats ont montré que les eaux des plateaux calcaires de Bemaraha et Mikoboka sont caractérisées par des valeurs de pH neutres à légèrement basiques, tandis que deux groupes d'eau s'individualisent selon les valeurs de la conductivité électrique : des eaux type karstique ayant un CE variant entre 250 et 1000 $\mu\text{S/cm}$, et des eaux de type karstique sous couvert alluvial, ayant un CE variant entre 1000 et 1700 $\mu\text{S/cm}$. La température des eaux varie entre 21,3 et 25°C.

Pour les ions majeurs, le diagramme de Schoeller a montré que toutes les eaux sont carbonatées calciques sodiques ou chlorurées.

Au sud de la Mangoky, les eaux sont caractérisées par des valeurs de pH variant entre 6,9 et 8,9 et une température qui s'échelonne entre 20 et 32°C. Les conductivités électriques des eaux sont toutes inférieures à 2 000 $\mu\text{S/cm}$.

Pour les ions majeurs, le diagramme de Schoeller a montré que les eaux sont de type chloruré sodique magnésien ou calcique. La présence de sulfate s'expliquerait par un contact avec des formations marneuses ou avec des gypses, ou avec des eaux sulfureuses d'origine volcanique [33].

3.2.3. Apports des techniques isotopiques

Nicolini (1980) entreprit une étude géochimique et isotopique de la région située entre Mahabo (40 km à l'est de Morondava) et Ankilizato. Les résultats ont montré une minéralisation progressive d'est en ouest, qui s'effectue en grande partie dans la zone saturée en contact des calcaires et marno-calcaires et vraisemblablement par altération des feldspaths et basaltes localisés dans la région [35].

Pus récemment, plus précisément ces trois dernières années, les techniques isotopiques ont été souvent utilisées pour le développement des ressources en eau dans le sud-ouest de Madagascar. Des études préliminaires sur la vulnérabilité et la minéralisation des eaux souterraines sur une partie du bassin de Morondava ont été entreprises :

- l'étude de la minéralisation des eaux souterraines des nappes littorales de Morondava a montré deux zones hydrogéologiques à minéralisation très différente. La minéralisation dans le secteur sud est vraisemblablement liée à la dissolution des roches carbonatées et une infiltration rapide dans un aquifère sableux. La minéralisation dans le secteur nord semble être causée par l'intrusion marine et l'interaction eau-roche [36]
- les eaux souterraines sont plus ou moins vulnérables à la contamination géogénique et anthropique [37].
- dans la région de Betesda (16 km à l'est de Morondava), la minéralisation des nappes superficielles pourrait provenir des éléments de l'aérosol marin qui sont retenus par le sol, formé de carapace sableuse et d'alluvions [38].
- dans la région d'Ankilizato (environ 80 km à l'est de Morondava), la qualité des eaux souterraines est perturbée par les activités humaines telles que la pollution domestique [39].

Enfin, (Rahobisoa, 2006) proposait une recharge de la nappe phréatique par les précipitations à la fois par infiltration directe et latérale. La recharge s'effectuerait à partir du plateau de Tsiandava et son altitude se situerait à 104 m [40].

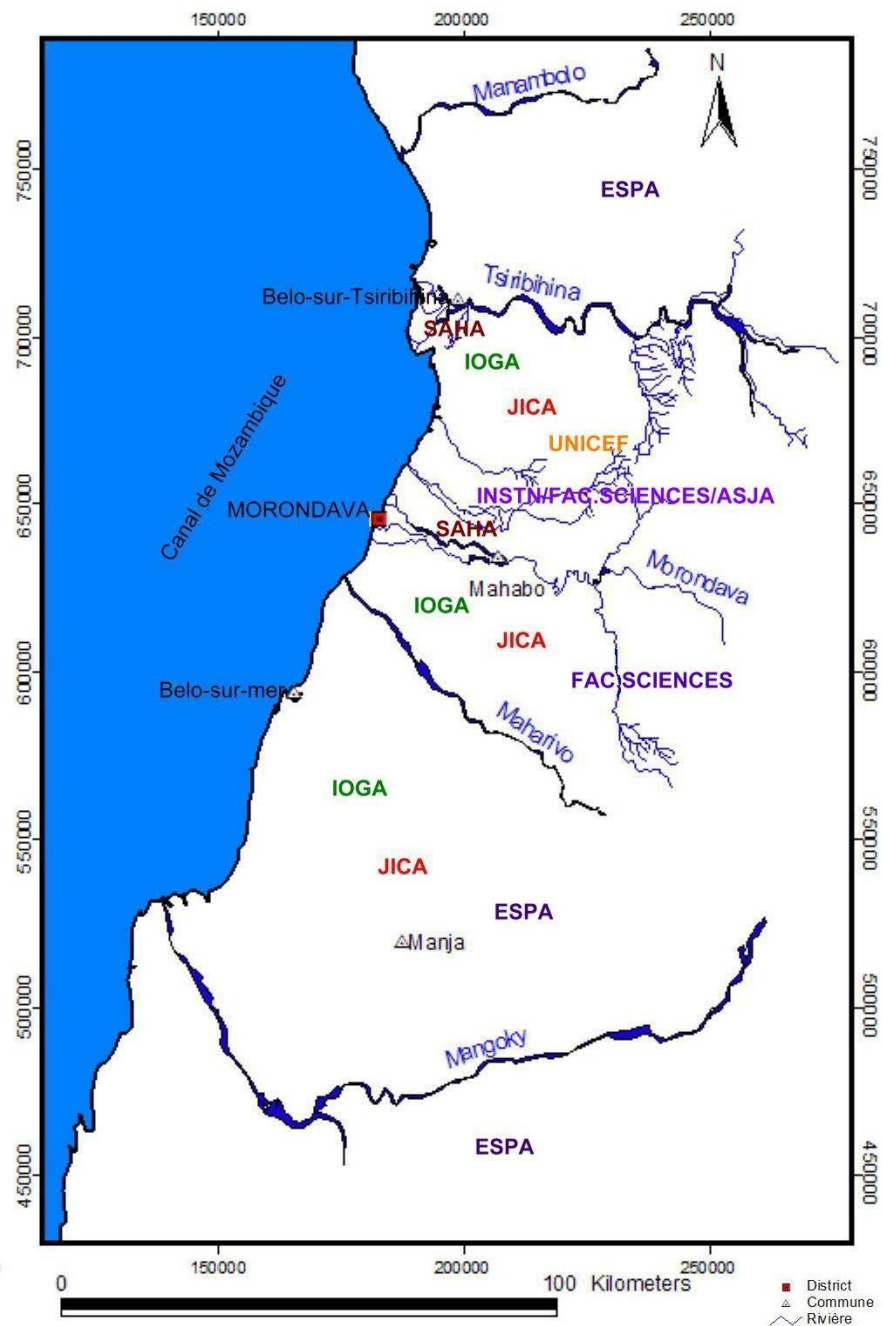


Figure 11. Répartition géographique des travaux antérieurs

IOGA: Etudes hydrogéologiques, géophysiques et hydrochimiques

JICA: Etudes hydrogéologiques + installation de puits et forages (terminée)

INSTN/FAC.SCIENCES/ASJA : Etudes hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques

FAC.SCIENCES : Etudes hydrogéologiques

ESPA : Etudes hydrogéologiques, géophysiques et hydrochimiques

UNICEF : Installation de puits (terminée)

SAHA : Installation de puits (phase I et II terminées, phase III en cours)

CHAPITRE 4. PRESENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

4.1. Contexte géographique

La zone d'étude se trouve dans la région de Morondava (700 km environ de la Capitale Antananarivo), province de Toliara, sud-ouest de Madagascar. Elle se trouve entre le tropique du capricorne et le 20^{ème} parallèle sud, et entre le 40^{ème} et 45^{ème} méridien est. Elle s'étend sur une superficie d'environ 9500 km².

La zone est limitée par la rivière Morondava au sud, la rivière Tsiribihina au nord, le village d'Ambatolahy à l'est et le canal de Mozambique à l'ouest (figure 12).

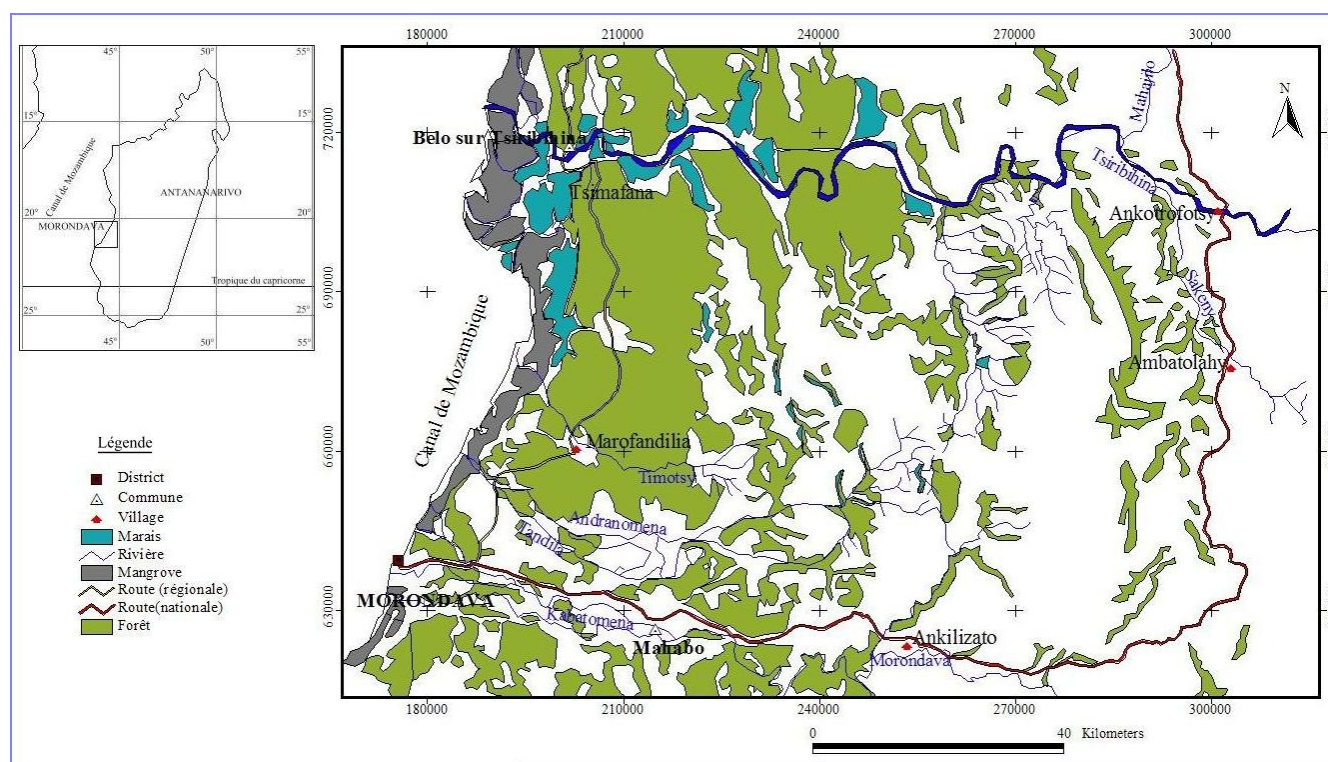


Figure 12. Localisation géographique de la zone d'étude

Source : BD 500

4.2. Topographie

La topographie est caractérisée par une plaine côtière dans la partie occidentale et une chaîne de montagnes dans la partie orientale. La plaine côtière est longue et large et s'étend le long de la côte entre la rivière Tsiribihina au Nord et la rivière Morondava au sud [28]. Elle est bordée de Mangroves et de dunes et s'élargit considérablement à l'est de Morondava pour constituer la plaine

de Mahabo, qui est traversée par des bandes d'alluvions des rivières Morondava et Andranomena [28].

4.3. Réseau hydrographique

Trois grandes rivières traversent la zone d'étude : la Morondava au sud, l'Andranomena au centre et la Tsiribihina au nord.

La Morondava et ses principaux affluents, la Sakamaly et la Fanikay, drainent la façade nord ouest du massif du Makay (à l'Est de la zone d'étude) qui culmine à 1 000 m d'altitude ([41]; [40]). Par un petit affluent de la Sakamaly, la rivière draine le plateau incliné de la Betsabora, à l'est de la falaise de Tsiandava, où la rivière creuse de profondes gorges. Après les gorges, la Morondava se dirige vers le canal de Mozambique, en s'anastomosant dans la plaine de Mahabo. A l'est de la ville du même nom, la Morondava est déviée par la Dabara, un barrage de captage qui sert à irriguer la partie centrale de la plaine de Morondava. De la Morondava à Dabara, le bassin contrôlé a une superficie de 4 640 km² [41].

Le bassin de la Morondava est entièrement situé sur les formations sédimentaires gres-calcaires de l'Isalo, du jurassique et de crétacé. Ces sols sont constitués par des formations peu évoluées et principalement par des sols ferrugineux tropicaux peu lessivés [41].

La pluviométrie moyenne sur le bassin, compris entre l'isohyète 1100 au nord-est et l'isohyète 750 au sud-est, est voisine de 950 mm [41].

Le tableau 7 donne le débit de la Morondava à Dabara, classé suivant les années sèches et humides et la récurrence des mesures.

Tableau 7. Débit de la Morondava à Dabara

	Années sèches			Médiane	Années humides		
Récurrence	20	10	5	2	5	10	20
Q m ³ /s	31,7	36,5	41,5	49,4	55,7	58,5	60,6

Source Fleuves et Rivières de Madagascar

La Tsiribihina, par la superficie de son bassin (49 800 km²) est le troisième système fluvial de Madagascar. Elle est constituée de la réunion de :

- la Sakeny, au sud, issue du nord du massif du Makay
- la Mania, au centre, issue du rebord oriental des hauts plateaux du Betsileo
- la Mahajilo, au nord, qui draine la façade occidentale de l'Ankaratra

La Mania et la Mahajilo drainent les hauts plateaux du socle. Migmatite et gneiss du système du graphite pour la partie orientale de la Mania et plus à l'est, cipolins, granites et schisto-quartzites. Migmatite et gneiss du graphite avec une présence très importante des épanchements néogènes et quaternaires du massif de l'Ankaratra pour la Mahajilo.

Les deux formateurs, rejoints par la Sakeny dans la dépression schisto-gréseuses de la Sakamena constituent la Tsiribihina, qui par un parcours sinueux, franchit d'est en ouest les cuestas sédimentaires. Le bassin de la Tsiribihina se termine sur les formations récentes du pliocène recouvertes d'alluvions anciennes sablo-argileuses et récente à prédominance limoneuse. Sur les formations sédimentaires se sont constitués des sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés sur matériaux sableux ou sablo-argileux et des lithosols sur des calcaires.

Les apports annuels du bassin en aval du socle représentent 20 % des apports du bassin total. Les débits d'étiages spécifiques passaient de 1,61 L/s/km² sur le socle à 0,41L/s/km² sur les formations sédimentaires. La partie sédimentaire du bassin est très active et participe beaucoup aux apports globaux. Ses affluents, Sakeny au sud et Manandaza au nord contribuent notablement à l'écoulement de la Tsiribihina [41].

La rivière Andranomena est limitée par le plateau de Tsiandava, où elle prend source. Le bassin versant a une superficie de 1 529 km² [40] et est souvent sec durant la période d'étiage.

Le fleuve Timotsy s'écoule vers l'ouest du côté nord de Marofandilia et se déverse dans la mère en déposant des alluvions assez étendue [36].

Une caractéristique des fleuves de la côte ouest est la diminution des débits d'étiage de l'amont vers l'aval, principalement au sud de la Tsiribihina. Les petites rivières dont les bassins sont inférieurs à 1 000 km² sont à secs du mois d'avril au mois de novembre [41].

Sur la plaine de Mahabo, la Morondava, la Tsiribihina et l'Andranomena prennent une direction NNW-SSE avant de se déverser dans la mer ([41] ; [40]).

Le réseau hydrographique de la zone d'étude est représenté par la figure 13

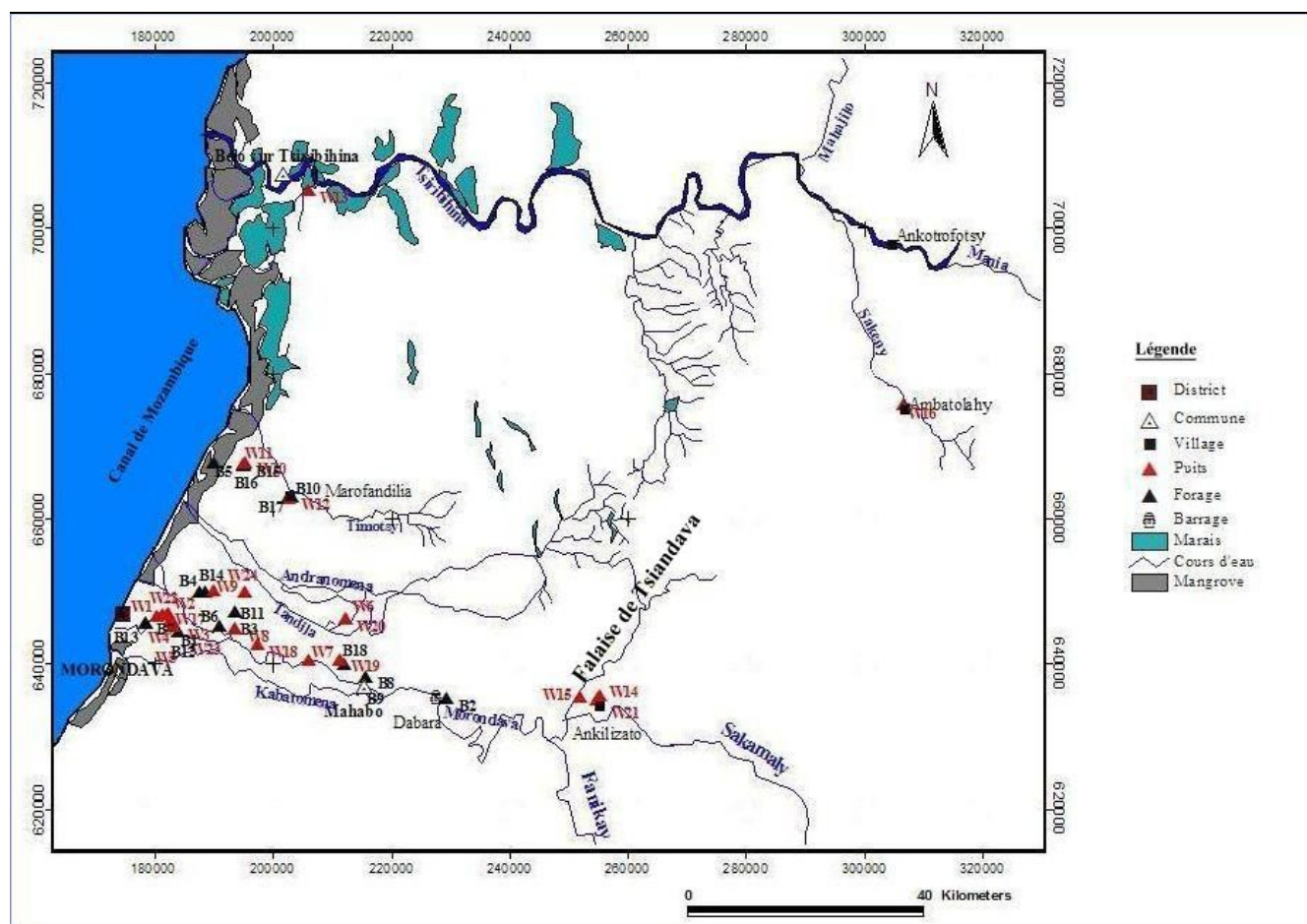


Figure 13. Réseau hydrographique de la zone d'étude
Source : BD 500

4.4. Contexte climatique

4.4.1. Précipitation

La région a deux saisons distinctes: la saison chaude et pluvieuse, d'octobre en avril, et la saison fraîche et sèche, de Mai en Septembre.

La précipitation annuelle varie de 600 à 800 mm dans la partie ouest (plaine côtière) et augmente jusqu'à une valeur de 1400 mm dans la partie est ou la zone montagneuse [28]. La figure 14 montre la distribution mensuelle en mm de la précipitation (valeur moyenne) de 2000 à 2003. Les données ont été collectées dans la station météorologique de Morondava, 20°17'S, 44°19'E et à 7m d'altitude.

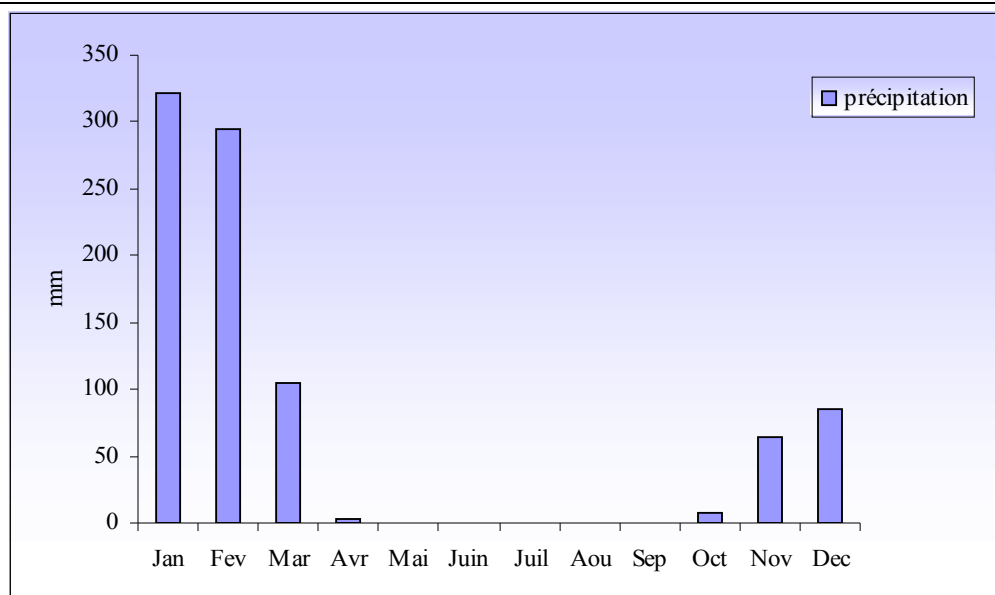


Figure 14. Distribution mensuelle de la précipitation. Valeur moyenne sur la période 2000–2003
Source: Station météorologique de Morondava

D'après la figure 14, on constate une grande variation de la pluviométrie des deux saisons. Les premières pluies arrivent en octobre, début de la saison chaude et pluvieuse et augmentent progressivement jusqu'en janvier. La pluie reste abondante au mois de février mais diminue largement au mois de mars lorsqu'on est pratiquement à la fin de la saison chaude. Entre les deux saisons, d'avril en septembre, est la saison sèche où il n'y a pratiquement pas de pluie. Les mois de janvier et de février sont les plus pluvieux, avec 322 et 294 mm respectivement.

4.4.2. Evaporation

L'évaporation est maximale en octobre et novembre (35,5 mm), au début de la saison chaude. Aux mois de mai, juin, août et septembre, pendant la saison fraîche, quoique les valeurs soient moins faibles, la diminution n'est pas significative. Des valeurs similaires sont observées au mois de juillet et décembre, en plein hiver et en plein été respectivement. L'évaporation est minimale (21 mm) en février (figure 15).

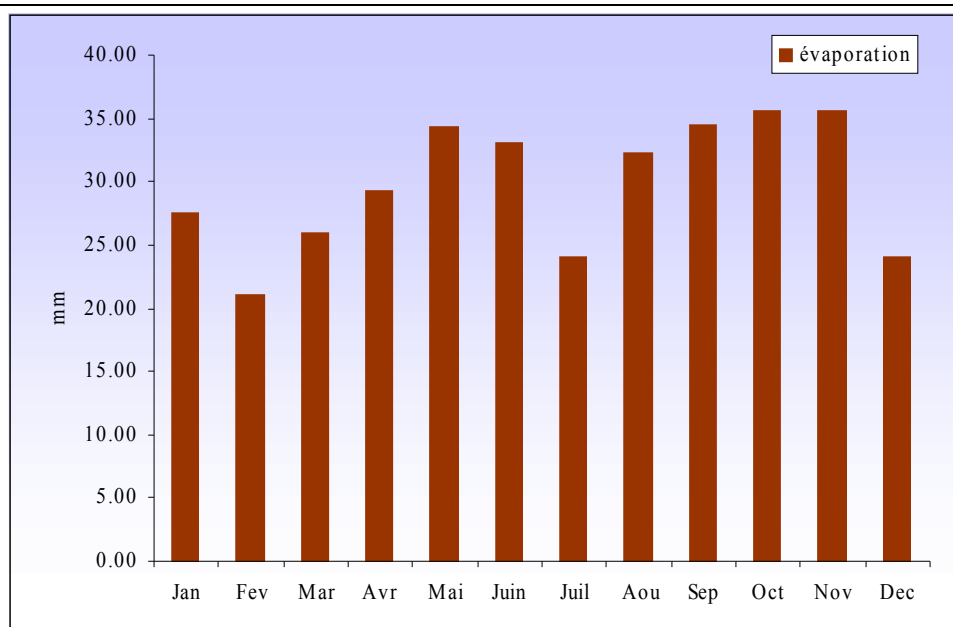


Figure 15. Distribution mensuelle de l'évaporation. Valeur moyenne sur la période 2000 – 2003
Source: Station météorologique de Morondava

4.4.3. Température

La valeur moyenne annuelle dans la plaine côtière est de 30°C (maximum) et 11°C (minimum). Dans les régions montagneuses, elles sont de 33°C et 18°C, respectivement.

La figure 16 représente la valeur maximale et minimale de la moyenne mensuelle de la température pendant la période 2000 -2003.

La valeur maximale est observée au mois de novembre (36°C), pendant la saison chaude et pluvieuse. La valeur minimale est observée au mois de juin (12,4°C), pendant la saison fraîche et sèche. Si la température maximale est plus ou moins constante le long de l'année, on constate une plus grande variation pour la valeur minimale, où une nette diminution est observée à partir du mois d'avril jusqu'au mois de septembre.

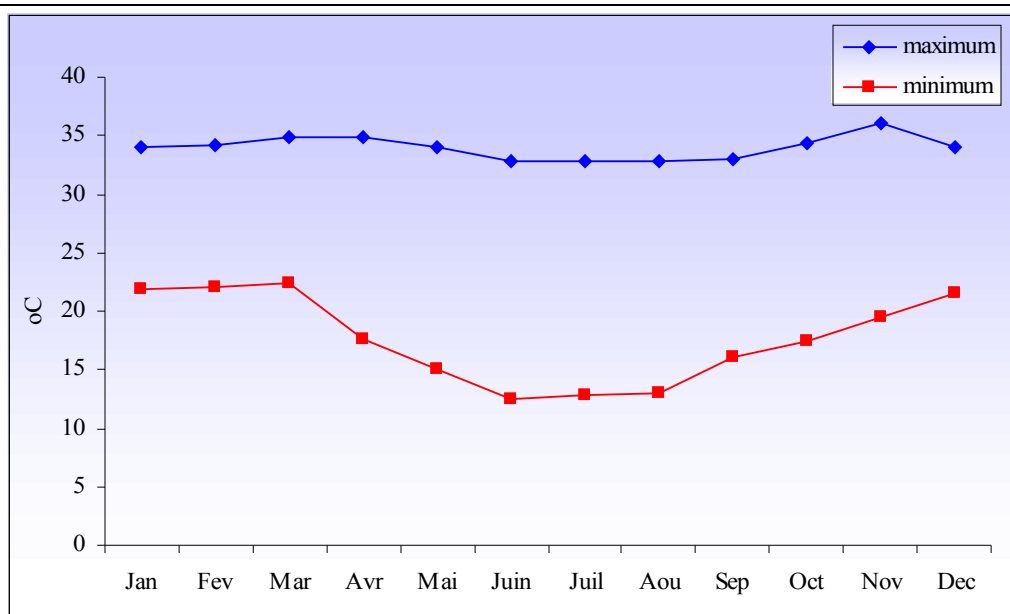


Figure 16. Distribution mensuelle de la température. Valeur moyenne sur la période 2000 – 2003

Source: Station météorologique de Morondava

4.4.4. Humidité relative

D'après la figure 17, l'humidité relative est maximale en février (saison chaude et pluvieuse) et minimale aux mois de juin, juillet et août (saison fraîche et sèche). Elle diminue progressivement de février à juin, à partir duquel elle reste constante jusqu'en août. Une variation presque similaire de la valeur minimale de la température et de l'humidité relative est observée (figure 16 et figure 17).

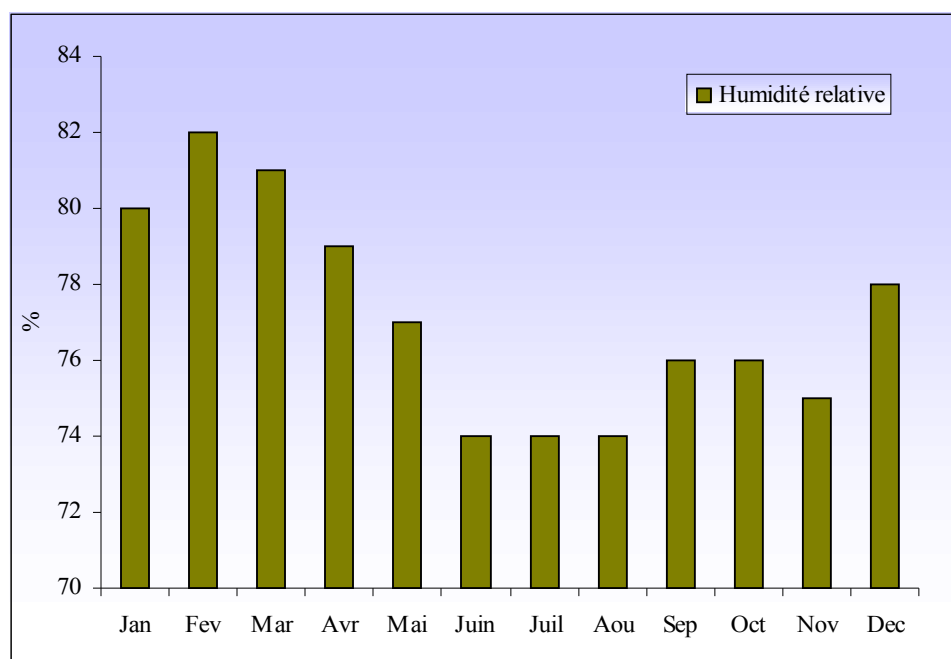


Figure 17. Distribution mensuelle de l'humidité relative. Valeur moyenne sur la période 2000 – 2003
Source: Station météorologique de Morondava

Les conditions climatiques générales de la zone d'étude, y compris les heures d'ensoleillement sont résumées dans le tableau 8

Tableau 8. Conditions climatiques de la zone d'étude (2000- 2003)

	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
Précipitation (mm)	322	294	105	2,7	0,15	0	0,7	0,3	0,05	7,18	64,9	86
Evaporation (mm)	27,5	21,0	26,0	29,3	34,3	33,0	24,0	32,3	34,5	35,5	35,5	24,0
Température (°C)												
max	34,1	34,2	34,8	34,8	34	32,8	32,8	32,8	33	34,4	36	34
min	21,8	22,1	22,4	17,6	15,1	12,4	12,8	13	16	17,4	19,5	21,5
Humidité relative												
(%)	80	82	81	79	77	74	74	74	76	76	75	78
Heures												
d'ensoleillement	269,3	241,6	287,8	290	302,5	289,4	297,6	310	298,1	322	313,2	283,4

Source: Station météorologique de Morondava

4.5. Contexte géologique

La géologie de Madagascar est caractérisée par deux types d'entités :

- la première de nature cristalline, couvrant les deux tiers de l'île, se trouve dans sa partie centrale et orientale
- la deuxième de nature sédimentaire, reposant stratigraphiquement sur le socle cristallin, se trouve dans sa partie occidentale [38].

La zone d'étude appartient à l'un des trois bassins les plus importants de la couverture sédimentaire de Madagascar : le bassin de Morondava.

Du point de vue tectonique, le bassin est parcouru par de nombreuses failles en majorité longitudinales avec deux importantes directions : N NE-S. SW et N NW-S SE. Ces failles sont à l'origine de l'abaissement des compartiments ouest et du bassin côtier de subsidence où se trouvent des dépôts crétacé-éocènes de plusieurs milliers d'épaisseur dans le littoral ([35]; [28]).

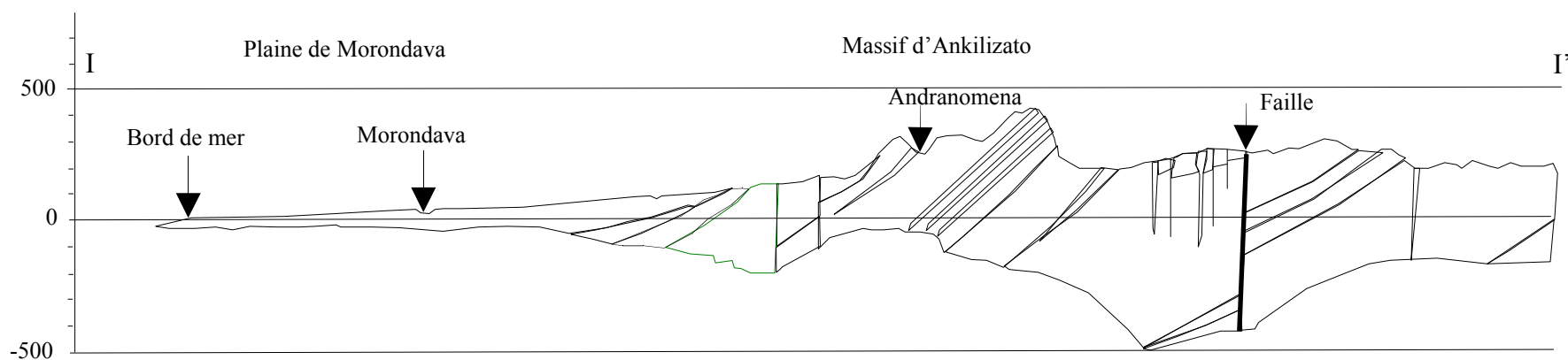
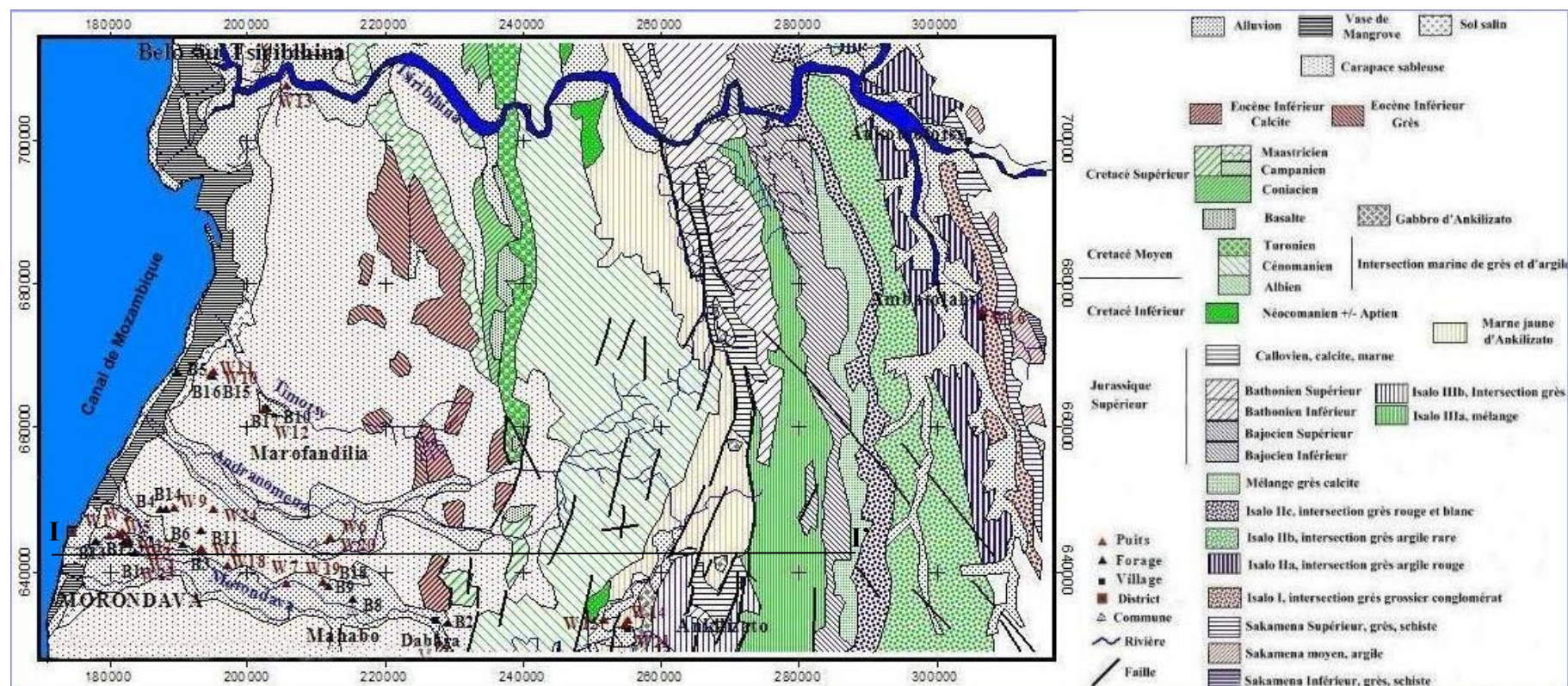


Figure 18a. Carte géologique de la zone d'étude – **Figure 18b.** Coupe longitudinale le long de I-I' (source JICA, 1996)

4.5.1. Morphologie

- Jurassique supérieur et Crétacé inférieur : ces dépôts sont représentés dans la plaine d'Ankilizato et sur le bord est, à la base du plateau gréseux.
- Crétacé moyen : les 'grès de Tsiandava' qui forment un plateau découpé par les rivières Andranomena au nord et Morondava au sud. Ils sont limités à l'est par une falaise de 200 à 300 m dominant les formations marneuses de la plaine d'Ankilizato.
- Crétacé supérieur : affleure au nord à l'est de la source de Timotsy.
- Eocène : affleure au nord et au sud de Dabara et forme un petit plateau de faible altitude sur le rebord ouest du plateau de Tsiandava [35].

4.5.2. Lithologie et stratigraphie

La structure géologique de la zone d'étude est composée de la superposition de séquences sédimentaires, comprenant:

- le groupe Sakamena, composé de mélange de dépôts continentaux, de sédiments et de dépôts marins, indiquant le changement de l'environnement sédimentaire pendant la sédimentation du groupe [28].
- le groupe Isalo, appartenant au système Jurassique, est composé de formations gréseuses, essentiellement continentales, reposant sur le groupe Sakamena. Les grès sont grossiers et variant de blanc à rouge, avec des niveaux conglomératiques et argileux, ces derniers variant également de blanc à rouge [35]. Le groupe de l'Isalo supérieur est composé de mélange de formations d'origine continentale et marine. Ce dernier groupe montre le même faciès que les formations marines du système du Jurassique inférieur qui consiste à un mélange de calcite et de grès, avec des taux considérables de grès d'origine continentale. Le Système du Jurassique Supérieur est composé d'épaisses marnes jaunes d'Ankilizato, de marne et de calcite en alternance [28].
- le système du Crétacé est dominé par le sous-système du Crétacé supérieur, consistant à des intercalations de grès et d'argile, sur lesquelles se reposent des calcites et des marnes. On y rencontre également des formations basaltiques et gabbroïques. Le Crétacé inférieur est composé principalement de calcite ([35]; [28]).
- sur le Crétacé se repose les séries des Eocènes, composés de calcite [28].

- la plaine littorale, appartenant au système Quaternaire est composée de sables formant des dunes sableuses, de dépôts d'alluvion et des sols salins. Des vases de Mangrove affleurent le long de la côte, du nord au sud de la zone d'étude.

4.5.3. Tectonique

La zone d'étude est caractérisée par trois systèmes majeurs de failles: le premier système se trouve dans la partie est, et est composé de groupe de failles de direction NNW-SSE. Le deuxième système, atteignant le système du Jurassique Supérieur, se trouve dans la partie centrale, de direction NNE-SSW au sud, et NNW-SSE au nord. Le troisième système, atteignant la série des Eocènes, se trouve à l'ouest dans les zones montagneuses, composé de groupes de failles de direction NNE-SSW [42].

4.6. Contexte hydrogéologique

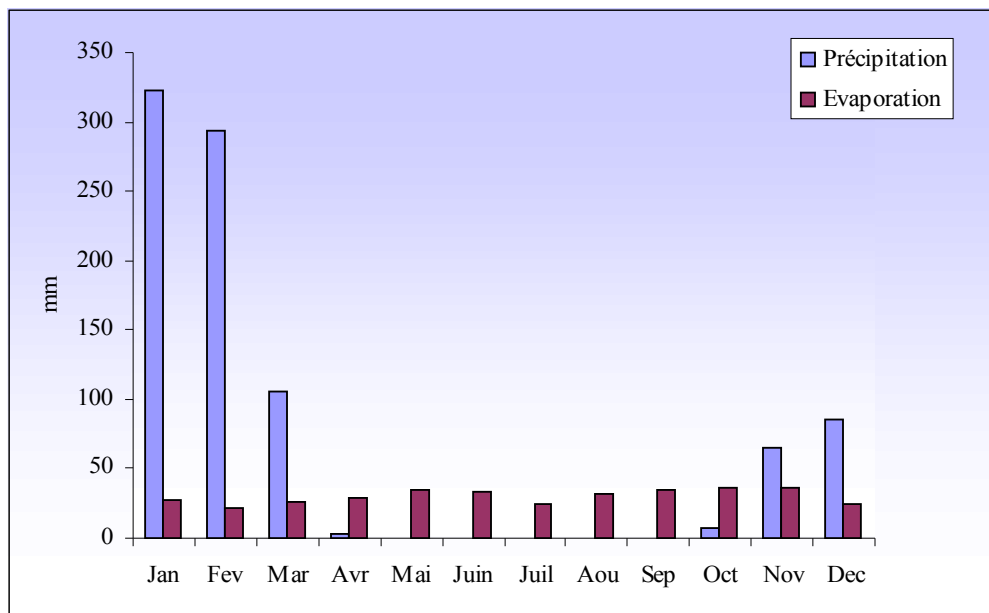


Figure 19. Distribution mensuelle de la précipitation et de l'évaporation. Valeur moyenne sur la période 2000 – 2003

Source: Station météorologique de Morondava

La distribution mensuelle de la précipitation et de l'évaporation montre, de novembre à mars, une différence significative de la précipitation par rapport à l'évaporation, en particulier durant les mois de janvier et février (figure 19). Ceci indiquerait une période où la recharge est favorisée. Le phénomène inverse est observé d'avril en octobre où l'évaporation domine sur la

précipitation, indiquant une période de décharge. Le bassin est ainsi essentiellement alimenté par les précipitations durant la saison pluvieuse, quoique l'infiltration des eaux de rivières et des canaux recharge également les nappes [38]. La réalimentation des nappes se fait principalement dans la zone amont à l'est ([43]; [35]; [40]) et les eaux souterraines s'écoulent vers l'ouest dans la zone de décharge. Une partie des eaux souterraines se déversent en permanence dans la mer et dans les rivières pendant la saison sèche.

Le bassin de Morondava est en grande partie formé par des roches peu perméables [35]. L'aquifère sur la partie littorale Nord Est est en générale due à l'existence d'argile [44]. Le bassin peut être divisé en quatre zones, délimitées par les accidents tectoniques (figure 20) et caractérisé par cinq zones hydrogéologiques [43], dont les nappes sont en communication les unes des autres :

- Nappes superficielles des zones A et D

La zone A est caractérisée par la nappe des grès de Tsiandava. Ces grès sont d'excellente qualité du point de vue hydraulique et reposent sur les marnes jaunes d'Ankilizato formant leur substratum [28]. De petits niveaux peu perméables au sein des grès permettent l'existence de lignes de sources perchées. A cause de sa position perchée, la zone A constitue le réservoir et le point de mise en charge de toutes les nappes captives se trouvant plus à l'ouest [43].

La nappe est essentiellement rechargée par les précipitations qui sont abondantes dans cette zone (1000 mm/an). Elle est drainée par les sources de la falaise de Tsiandava et les drainages des rivières Andranomena et Morondava et s'écoule vers les aquifères plus à l'ouest (sens d'écoulement de direction est-ouest [43].

La zone D est caractérisée par la nappe formée par des formations Néogènes-Quaternaires. Elle constitue une plaine d'alluvion fluviale, formée par l'alternance des sables grossiers à graveleux et des sables fins et moyens [35]. Les nappes, drainées par les rivières Morondava, Tandila et Andranomena et les rizières constituent des zones d'alimentation [43].

- Nappes captives de la zone B

Les nappes sont captives dues à la présence des deux failles D1 et D2, délimitant la zone. La présence des failles dévie l'écoulement des eaux souterraines vers l'ouest et les eaux s'écoulent du nord au sud avec un gradient hydraulique de 4‰ vers le sud [40]. La nappe est

formée par les grès de l'Eocène Inférieur. Le réservoir est surmonté par des séquences marines, jouant le rôle de couverture imperméable, limitant l'alimentation par les pluies et l'exploitation de l'aquifère à la zone d'affleurement des grès. Les intercalations gréseuses contiennent des petites nappes [35].

- Nappes de la zone C

La zone C ressemble lithologiquement à la zone B, mais les formations ont des âges différents (Crétacé moyen à l'est et Eocène inférieur à l'ouest). Des études antérieures ont également montré une bonne propagation des pressions entre les deux zones, qui constitueraient ainsi une seule unité. La nappe pourrait aussi être piézométriquement en relation avec la nappe superficielle de la zone D [40]. L'aquifère est formé de conglomérats et de grès grossiers à graveleux.

La figure 20 montre la carte hydrogéologique de la zone d'étude avec la distribution de la potentialité des eaux souterraines

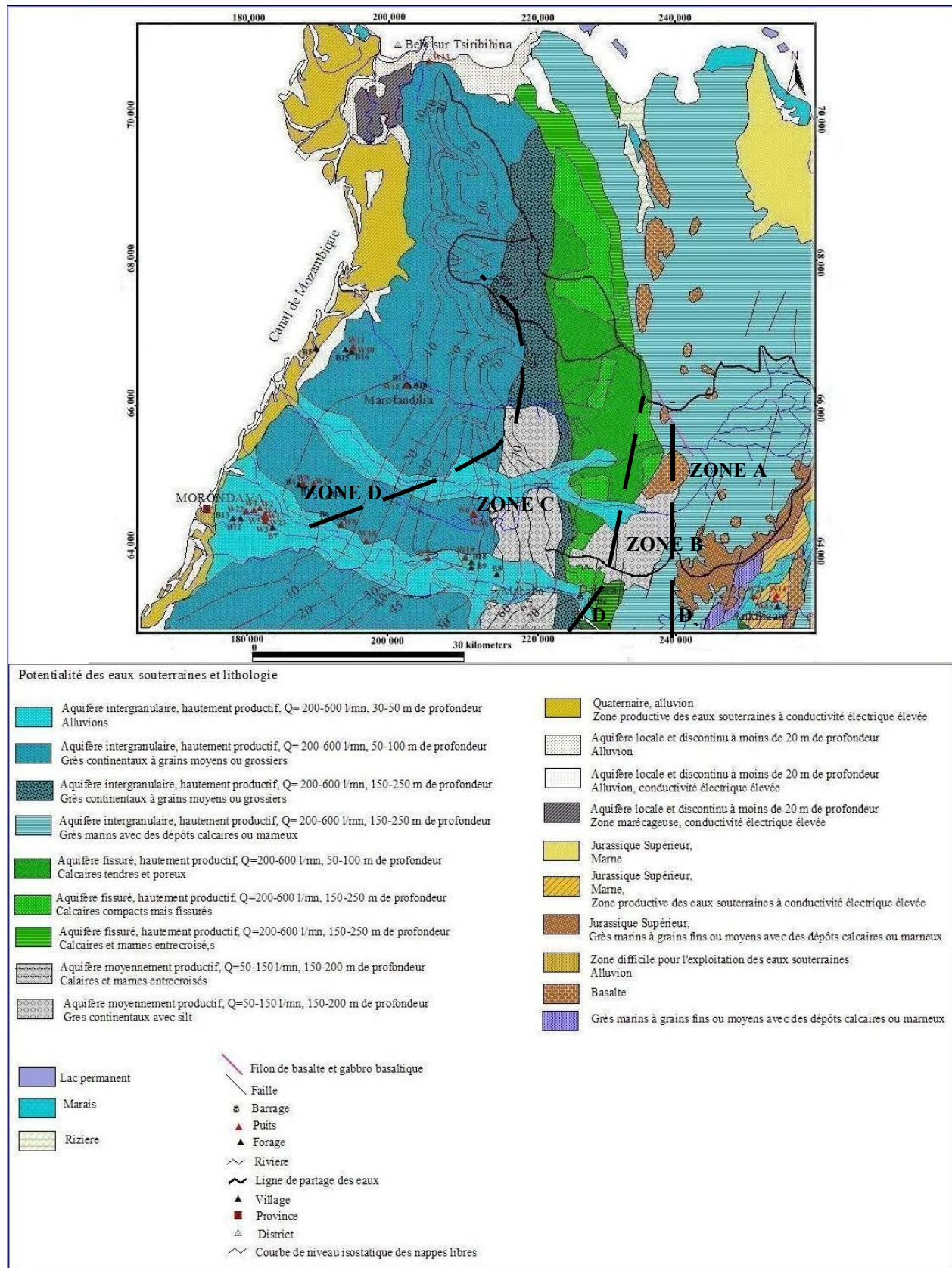


Figure 20. Carte hydrogéologique de la zone d'étude. Source JICA

4.7. Minéralogie

Les études minéralogiques sur la zone d'étude ne sont pas nombreuses, limitant ainsi les données disponibles sur la minéralogie. Néanmoins, la présence de quelques minéraux ou roches types, a été mise en évidence, notamment:

- du gypse [45]. Le Callovien Supérieur fossilifère est généralement séparé du faciès mixte de l'Isalo III par des argiles à gypse (Béhier, 1960)
- du feldspath [35]
- plus précisément de l'anorthose, composé principalement de plagioclase et de l'orthopyroxène. En plus petite quantité, de l'augite, de l'ilménite, de la magnétite et de l'apatite [46]
- basalte à olivine montrant les assemblages de quatre phases: olivine, plagioclase, clinopyroxène et oxydes de Fe-Ti [47].
- Les réserves de calcaires sont abondantes dans la zone d'étude, mais leur teneur en magnésie est très faible [48]. La prospection de dolomies dans les couches bajociennes du Bemaraha au voisinage de la route Miandrivazo-Belo est restée négative. Sur 38 bancs analysés, trois seulement ont montré de légères tendances magnésiennes, mais avec seulement 7% de MgO [48].

CHAPITRE 5. METHODOLOGIE ET RESULTATS

5.1. Méthodologie

Les isotopes sont utilisés en complémentarité avec les techniques traditionnelles hydrogéologiques et hydrogéochimiques. Pour étudier le processus de minéralisation des eaux souterraines, l'approche multi-isotopique est adoptée, avec les isotopes du B, Sr, O, C, et H. L'âge des eaux souterraines récentes est déterminé à partir du tritium.

Pour étudier l'hydrogéochimie des eaux souterraines, les concentrations des ions majeurs (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , SO_4^{-2} , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^-), ainsi que de l'ion mineur Br, de l'élément de trace Fe, et du SiO_2 ont été mesurées.

L'utilisation des modèles mathématiques et géochimiques pour la détermination respective de l'âge des eaux souterraines récentes et du processus de minéralisation des eaux souterraines est basée sur les modèles conceptuels tirés des interprétations préliminaires des bases de données consistant à des paramètres isotopiques, physiques et chimiques dans le contexte géologique et hydrogéologique de la zone étudiée.

Les bases de données sont interprétées au préalable à partir de corrélations et de méthodes statistiques.

Le logiciel FLOWPC est utilisé pour la modélisation des âges des eaux souterraines récentes, et NETPATH pour la modélisation des processus de minéralisation des eaux souterraines.

Au total, trois campagnes d'échantillonnage ont été menées au cours desquels des paramètres physiques ont été mesurés et des échantillons d'eau souterraine et d'eau de surface ont été collectés.

La méthodologie est résumée dans l'organigramme de la figure 21

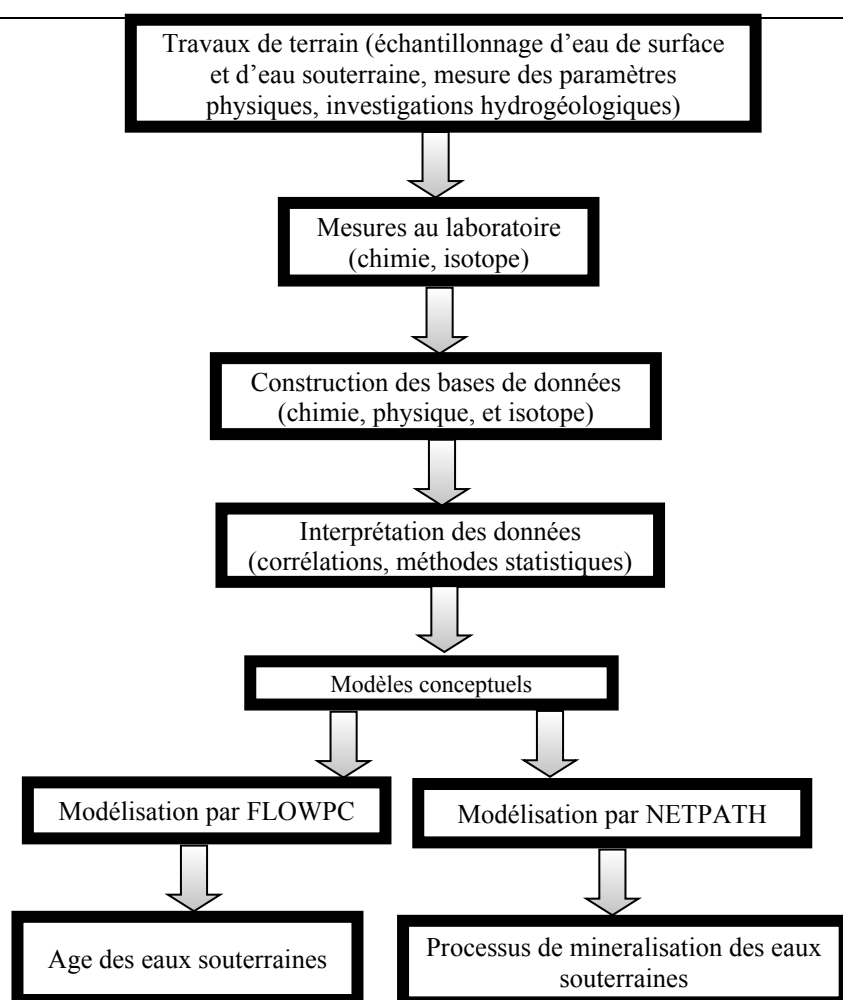


Figure 21. Organigramme de méthodologie

5.2. Echantillonnage

Trois campagnes d'échantillonnage ont été menées dans le cadre des deux projets. La première campagne a été menée dans le cadre du projet AIEA, du 4 au 12 juin 2003. Au total, 26 échantillons ont été collectés à partir de 7 forages, 15 puits équipés, 1 puits traditionnel, 1 trou ouvert, et 2 canaux d'irrigation.

La deuxième campagne a été menée dans le cadre du projet FIS, du 13 au 22 juin 2004, pendant lequel 26 échantillons ont été collectés à partir de 10 forages, 13 puits, 2 trous ouverts, et un canal d'irrigation.

La troisième campagne a également été menée dans le cadre du projet FIS, du 20 au 27 mai 2005. Au total 23 échantillons ont été collectés, dont 12 échantillons d'eaux de

forages, 7 échantillons d'eaux de puits protégés, 2 échantillons d'eaux de puits traditionnels, un échantillon d'eau de canal d'irrigation, et un échantillon d'eau de source.

Les forages et puits sont pour la plupart protégés et équipés avec des pompes à main (pour les puits) et des leviers (pour les forages).

Au cours des trois campagnes d'échantillonnage, des points d'eau ont été échantillonnées deux fois pour l'étude de la variation temporelle.

Les échantillons d'eau souterraine dans les systèmes équipés ont été collectés quand la variation des paramètres de stabilisation des eaux (pH, conductivité électrique, et température) est inférieure à 2%.

Les échantillons ont été collectés dans des bouteilles plastiques en polyéthylène et ont été analysés chimiquement et isotopiquement : bouteille de 50-ml pour les isotopes stables, bouteille de 500 ml pour le tritium, bouteille de 100 ml pour la chimie (anion et cation séparément). Pour l'analyse cationique, trois gouttes d'acide nitrique concentré ont été ajoutées in-situ pour prévenir l'adsorption des cations sur la paroi des bouteilles.

Les isotopes mesurés dans les échantillons sont : ^{18}O , ^2H , ^3H , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, et $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$.

Les échantillons pour les analyses chimiques ont été filtrés sur terrain avec des filtres ayant des diamètres variant de 0,2 μm à 0,45 μm .

Les bouteilles d'échantillonnage ont toutes été remplies à rebord pour éviter l'évaporation.

Outre les eaux de surface et les eaux souterraines, des échantillons d'eau de pluie ont été également collectés mensuellement de janvier en avril 2004, en co-opération technique avec la station météorologique de Morondava. Les échantillons ont été analysés en ions majeurs et en isotopes (^{18}O , ^2H , ^3H).

5.3. Les paramètres physico-chimiques sur terrain

Les paramètres mesurés sur terrain comprennent : la position géographique, la température (T), le pH, l'Eh, la conductivité électrique (CE), les solides totaux dissous (STD), la salinité, l'oxygène dissous (OD), et l'alcalinité.

Le pH, Eh, CE, et l'OD ont été mesurés avec du multimètre de modèle HACH. La température, la salinité, et le STD ont été mesurés avec du conductimètre de modèle HACH. L'alcalinité est déterminée par colorimétrie (procédure de détermination donnée en annexes).

5.4. Les mesures au laboratoire

Les analyses chimiques (ions majeurs et mineurs) ont été faites au Madagascar-INSTN par chromatographie ionique, de modèle DX-120. Cations et anions ont été mesurés séparément sur deux DX-120 différents. Pour chaque échantillon, les mesures ont été répétées deux fois. Des échantillons de contrôle de qualité ont été mesurés avant les mesures des échantillons eux-mêmes et après une série de 3 échantillons.

Les caractéristiques de l'appareil sont données ci-dessous :

Tableau 9. Limite de détection analytique

Paramètre	Unité	Limite de détection
Sodium	mg/L	0,25
Potassium	mg/L	0,05
Magnésium	mg/L	0,19
Calcium	mg/L	0,14
Chlorure	mg/L	0,16
Nitrate	mg/L	0,13
Sulfate	mg/L	0,25

Source : Madagascar-INSTN, 2007

L'exactitude et la précision sont de $\pm 5 \%$

Les analyses isotopiques ont été faites dans des laboratoires étrangers : ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C , et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans le laboratoire d'Hydrologie Isotopique de l'AIEA, et le $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ dans le Centre National de Sûreté Nucléaire et de Contrôle de Radiation, Le Caire Egypte.

5.5. Résultats

5.5.1. Paramètres de terrain

La profondeur des forages et puits varie respectivement de 50 à 82 m et de 4,4 à 12 m. Les deux ouvrages définissent ainsi deux systèmes hydrogéologiques différents : les eaux souterraines superficielles fournies par les puits et les eaux souterraines profondes fournies par les forages. Les paramètres physiques des deux systèmes d'alimentation sont ainsi caractérisés séparément. Les points d'échantillonnage sont localisés dans la figure 22

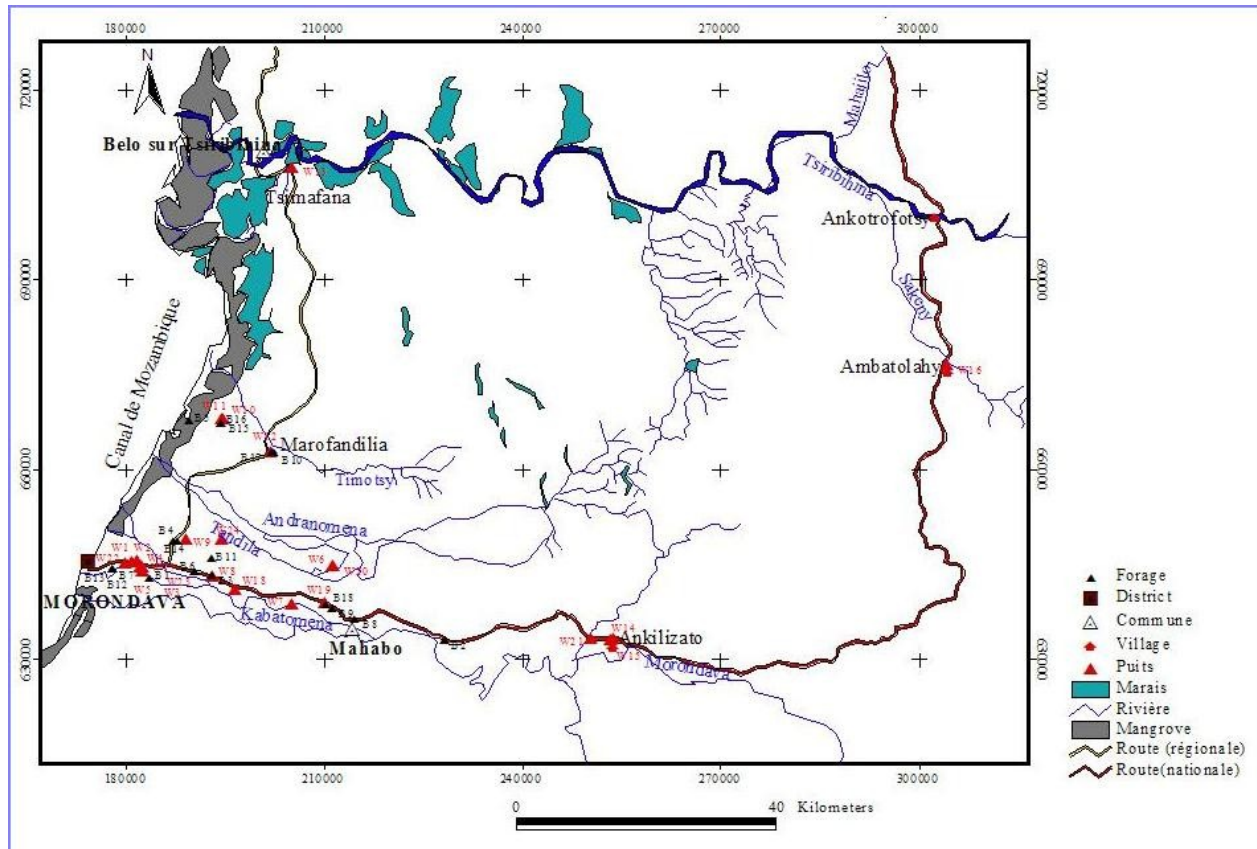


Figure 22. Localisation des forages et puits visités pour échantillonnage

(i) Eaux de forage

La conductivité électrique (CE) varie de 59 à 2780 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une valeur médiane de 366 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La valeur minimale a été trouvée dans l'eau de forage B8, à l'intérieur du continent tandis que la valeur maximale est celle de l'eau de forage B16, située près de la côte (figure 13). Le pH est plutôt acide et varie de 5,75 à 7,33, avec une valeur médiane de 6,69. La valeur minimale est celle de l'eau de forage B15, et la valeur maximale celle de B10.

La température varie de 27 à 31,7°C avec une valeur moyenne de 28°C. La valeur maximale appartient à l'eau de forage B16, dont la CE est également la plus élevée.

(ii) Eaux de puits

Les eaux de puits présentent des valeurs de CE plus élevées que les eaux de forage. La CE varie de 162 à 7320 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une valeur médiane de 503 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La valeur minimale appartient à

W14, situé à l'intérieur du continent et la valeur maximale est celle de l'eau de puits traditionnel W9, plus près de la côte.

L'intervalle de variation du pH est presque similaire à celui des eaux de forage, de 5,56 à 7,4 avec une valeur médiane de 6,94. La valeur minimale appartient à l'eau de puits W16, la valeur maximale à W10.

La température, aussi bien minimale que maximale est inférieure à celle des eaux de forage et varie de 21,1 à 29,7°C, avec une valeur moyenne de 28°C. La valeur minimale est celle de W10, et la valeur maximale celle de W15, tous deux sont des puits non-équipés.

Ces valeurs se retrouvent dans l'intervalle des celles mesurées lors des travaux antérieurs, notamment de Razafindrakoto, 2004.

Les valeurs de pH sont par contre plus faibles par rapport à celles mesurées dans les eaux souterraines au nord et au sud de la zone d'étude, qui sont plutôt basiques [32].

5.5.2. Hydrochimie

(i) Eaux de forage

La concentration du Ca varie de 3 à 104 mg/L, avec une valeur médiane de 28 mg/L. La valeur minimale appartient à B5 et la valeur maximale à B16, tous deux situés près de la côte.

La concentration du Na varie de 6 à 309 mg/L, avec une valeur médiane de 23 mg/L. La valeur minimale est celle de l'eau de forage B2, et la valeur maximale celle de B16.

La concentration du Cl varie de 7 à 798 mg/L, avec une valeur médiane de 20 mg/L. La valeur minimale a été trouvée dans l'eau de forage B8, et la valeur maximale dans celle de B16.

(ii) Eaux de puits

La concentration du Ca varie de 5 à 410 mg/L, avec une valeur médiane de 55 mg/L. La valeur minimale appartient à W16 et la valeur maximale à W9.

La concentration du Na varie de 1 à 1197 mg/L, avec une valeur médiane de 24 mg/L. La valeur minimale est celle de l'eau de puits W1, et la valeur maximale celle de W9.

La concentration du Cl varie de 2 à 1923 mg/L, avec une valeur médiane de 25 mg/L. La valeur minimale été trouvée dans l'eau de puits W7, et la valeur maximale dans celle de W9.

Les eaux de puits sont en général plus minéralisées que les eaux de forage, la concentration maximale des ions majeurs étant beaucoup plus élevée par rapport à celle des eaux de forage. La concentration minimale, par contre est en général inférieure à celle des eaux de forage.

La figure 23 montre la fréquence de distribution du STD des eaux de puits par rapport aux eaux de forage. Aux valeurs de STD faibles, la fréquence de distribution est supérieure pour les eaux de forage. La tendance est inversée quand le STD augmente.

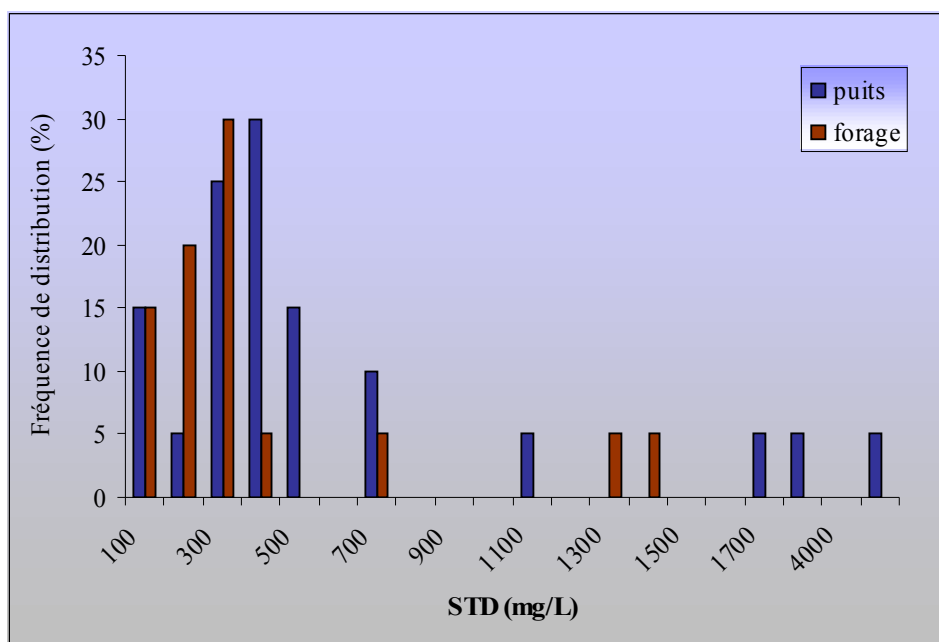


Figure 23. Fréquence de distribution du STD des eaux de puits par rapport aux eaux de forage
Source : Madagascar-INSTN, 2007

Les eaux de puits présentent ainsi une plus grande variation de la composition chimique, ce qui pourrait indiquer des processus de minéralisation différents.

5.5.3. Isotope

(i) Eaux de forage

$\delta^{18}\text{O}$ varie de -6,23 à -4,35 ‰ avec une valeur moyenne de -5,22 ‰. $\delta^2\text{H}$ varie de -40,8 à -29,07 ‰ avec une valeur moyenne de -34,69 ‰. La valeur minimale appartient à B2, et la valeur maximale à B4.

Le ^3H varie de 0 à 1,13 UT avec une valeur moyenne de 0,4 UT. Les eaux des forages B2, B6, B7, B10 et B12 ont des valeurs de ^3H nulles. La valeur maximale est celle de B3.

Les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mesurées dans quelques eaux de forage varient de 0,711311 à 0,718377.

(ii) Eaux de puits

$\delta^{18}\text{O}$ varie de -11,68 à -2,85 ‰ avec une valeur moyenne de -5,04 ‰. $\delta^2\text{H}$ varie de -79,68 à -20,8 ‰ avec une valeur moyenne de -35,36 ‰. La valeur minimale appartient à W21, et la valeur maximale à W16.

Le ^3H varie de 0,24 à 2,4 UT avec une valeur moyenne de 1,26 UT. La valeur minimale a été trouvée dans W10, et la valeur maximale dans celle de W4.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été mesurés dans quelques eaux de puits. Les valeurs varient de 0,710903 à 0,716912.

La valeur maximale de la composition isotopique stable est plus élevée pour les eaux de puits que pour les eaux de forage. Ces dernières, par contre, présentent une valeur minimale supérieure par rapport aux eaux de puits.

La concentration en ^3H des eaux de puits est largement supérieure à celle des eaux de forage.

Les résultats complets sont donnés en annexes (paramètres de terrain, hydrochimie, et isotopes)

CHAPITRE 6. INTERPRETATION DES RESULTATS

6.1. Détermination des âges des eaux souterraines superficielles

6.1.1. Reconstruction des données en tritium des précipitations de la zone d'étude

Les données en tritium dans les précipitations locales ne sont pas disponibles mais peuvent être reconstruites par extrapolation à partir des données de stations du GNIP.

Différentes méthodes ont été utilisées pour la reconstruction des données en tritium dans les précipitations :

- Weiss et Roether (1980) combinent les effets de la latitude, des hauteurs de précipitation, et du taux d'échange de vapeur. De plus, la méthode utilise comme référence la localisation géographique (île, station côtière, ...) [49] ;
- Doney et al (1992) introduisent les effets saisonniers et la désintégration du tritium. La méthode peut être appliquée entre 1960 et 1986 pour des sites continentaux et marins dans l'hémisphère nord et dans l'hémisphère sud [50] ;
- Celle-Jeanton et al (1992) proposent la méthode par triangulation, adaptée dans cette étude pour reconstruire les données en tritium des précipitations de la zone d'étude. En effet, la méthode semble être la meilleure après des tests et des comparaisons aux autres méthodes [51].

6.1.1.1. Description de la méthode d'interpolation par triangulation

La méthode utilise les données en tritium dans les précipitations et les coordonnées spatiales (L: latitude, l: longitude) de trois stations (A, B, C) entourant le 4^{ème} (D) dont on doit calculer les concentrations en tritium. A partir des coordonnées spatiales des quatre stations, on peut calculer trois facteurs f_A , f_B , f_C , reliant la 4^{ème} station aux trois autres. On a les relations:

$$f_A = \frac{(L_C - L_B)(l_B - l_D) - (l_C - l_B)(L_B - L_D)}{(L_C - L_B)(l_B - l_A) - (l_C - l_B)(L_B - L_A)} \quad (6.1)$$

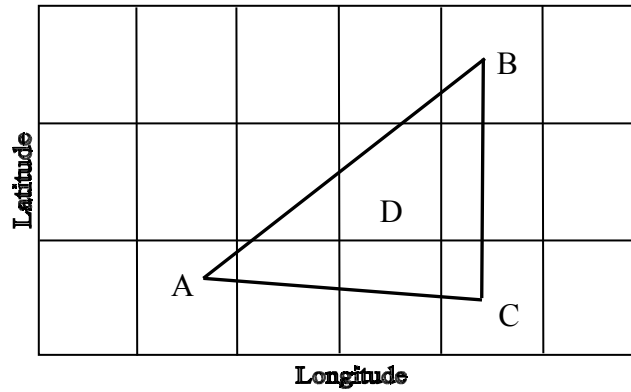
$$f_B = \frac{(L_C - L_A)(l_A - l_D) - (l_C - l_A)(L_A - L_D)}{(L_C - L_A)(l_A - l_B) - (l_C - l_A)(L_A - L_B)} \quad (6.2)$$

$$f_C = \frac{(L_B - L_A)(l_A - l_C) - (l_B - l_A)(L_A - L_D)}{(L_B - L_A)(l_B - l_C) - (l_B - l_A)(L_B - L_C)} \quad (6.3)$$

Les concentrations en tritium T_D de la 4^{ème} station sont données par la relation:

$$T_D = f_A T_A + f_B T_B + f_C T_C \quad (6.4)$$

Où T_A , T_B , et T_C sont les concentrations en tritium (moyenne mensuelle ou moyenne annuelle) des stations A, B, et C respectivement



6.1.1.2. Application sur la zone d'étude

Pour reconstruire les données en tritium dans les précipitations de la zone d'étude, on a choisi comme sites de triangulation, Diego Garcia Island, Marion Island, et Malan (Cape Town). Les deux premiers sont des îles et tous deux sont localisés dans l'Océan Indien. Ils sont particulièrement choisis car Diego Garcia se situe à une latitude supérieure à la zone d'étude tandis que l'île de Marion (Afrique du sud) se trouve à une latitude inférieure de telle façon que la zone d'étude se trouve presque au centre des deux stations (figure 24). Malan est une station marine et se trouve en Afrique du sud, qui présente un climat identique à Madagascar. Ces choix ont été basés sur les facteurs qui font varier la concentration du tritium dans la précipitation. En effet, comme nous l'avons mentionné dans le chapitre 1, paragraphe 1.1.4.1., les concentrations du tritium dans les précipitations varient en fonction de la latitude, de la distance par rapport à l'océan, et de la saison.

Les positions géographiques des trois sites, ainsi que celles de la station météorologique de Morondava sont données dans le tableau 10 et la triangulation est illustrée par la figure 24.

Tableau 10. Positions géographiques des stations choisies pour l'interpolation des données en tritium de la zone d'étude

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Malan (Cape Town- Afrique du sud)	-33,97	18,60	44
Diego Garcia	-7,32	72,4	1
Marion Island	-46,88	37,87	26
Morondava	-21,5	44,32	7

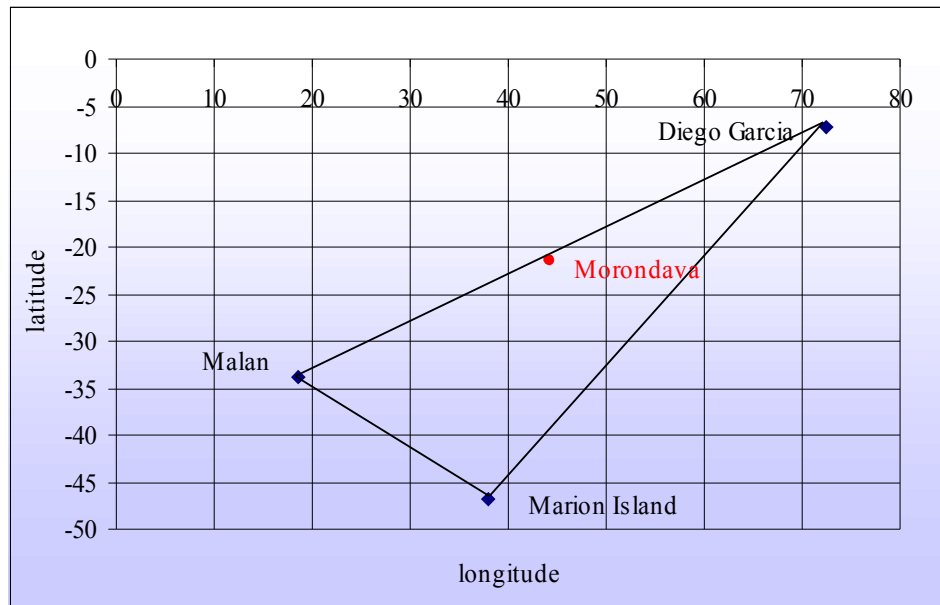


Figure 24. Triangulation pour l'interpolation des concentrations du tritium dans les précipitations de la zone d'étude.

Triangulation 1 (Malan, Diego Garcia, Marion Island)

En changeant les valeurs de la latitude et de la longitude dans les équations 6.1, 6.2, et 6.3; les valeurs des trois paramètres sont:

$$f_A = 0,549$$

$$f_B = 0,493$$

$$f_C = -0,042$$

Les concentrations en tritium des sites de triangulation sont données en ligne sur internet dans le site du GNIP, et par application de l'équation 6.4, les concentrations en tritium de la zone d'étude sont obtenues.

Les concentrations en tritium de Malan et Marion Island sont disponibles de 1962 à 1987, tandis que celles de Diego Garcia sont disponibles de 1962 à 1994. L'interpolation par triangulation ne peut être ainsi appliquée que pour la période 1962-1987. Les valeurs correspondant aux années avant et après cette période sont déterminées par extrapolation à partir des données d'autres stations et à partir des résultats de l'interpolation par triangulation.

Tableau 11. Concentration en tritium des précipitations de la zone d'étude de 1962 à 1987, obtenues par triangulation (Malan, Diego Garcia, et Marion Island)

	Année		Tritium (UT)	
	Année		Tritium (UT)	
Source : Madagascar- INSTN, 2007 Pour vérifier la fiabilité des résultats, on refait l'interpolation en changeant Marion Island par d'autres stations marines	1962	25,60	1975	6,55
	1963	26,06	1976	5,01
	1964	65,43	1977	5,71
	1965	39,33	1978	6,00
	1966	26,29	1979	4,63
	1967	105,29	1980	3,07
	1968	19,14	1981	4,16
	1969	19,49	1982	4,38
	1970	16,86	1983	4,29
	1971	21,17	1984	4,08
	1972	21,72	1985	3,10
	1973	14,05	1986	2,62
	1974	11,83	1987	3,78

dans l'océan indien, mais situées à de plus longue distance. En effet, comme nous l'avons mentionné dans le paragraphe 2.1.7, un modèle est validé quand les prédictions sont en accord avec de nouvelles observations, de préférence pour d'autres conditions telles que distance et temps plus longs.

Comme nouvelles stations, nous avons choisi Darwin et Brisbane, en Australie, dont les positions géographiques sont données dans le tableau 12

Tableau 12. Positions géographiques des stations marines Darwin et Brisbane

Station	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
Brisbane	-27,43	153,08	4
Darwin	-12,43	130,87	26

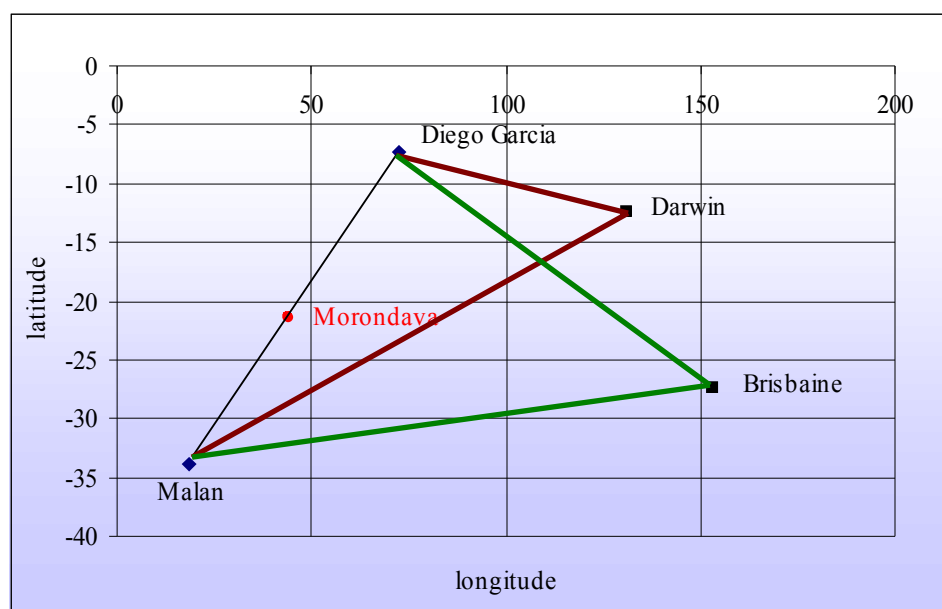


Figure 25. Triangulations pour la validation des résultats de l'interpolation des données en tritium dans les précipitations de la zone d'étude. Triangulation 2 (Malan, Diego Garcia, Darwin), Triangulation 3 (Malan, Diego Garcia, Brisbane)

En changeant les valeurs de la latitude et de la longitude dans les équations 6.1, 6.2, et 6.3; les valeurs de f_A , f_B , et f_C sont données dans le tableau 13.

Tableau 13. Facteurs f_A , f_B , f_C pour les triangulations 2 et 3

	Triangulation 2 (Malan, Diego Garcia, Darwin)	Triangulation 3 (Malan, Diego Garcia, Brisbane)
f_A	0,491	0,498
f_B	0,536	0,518
f_C	-0,028	-0,016

Source : Madagascar-INSTN

En appliquant l'équation 6.4, on a

Tableau 14. Concentrations en tritium des précipitations de la zone d'étude de 1962 à 1987, modélisées à partir des triangulations 1, 2 et 3. La colonne 4 représente l'écart-type entre les résultats des trois triangulations

Année	Tritium (UT) Triangulation 1 (Malan, Diego Garcia, Marion Island)	Tritium (UT) Triangulation 2 (Malan, Diego Garcia, Darwin)	Tritium (UT) Triangulation 3 (Malan, Diego Garcia, Brisbane)	Ecart-type
-------	---	--	--	------------

1962	25,60	27,35	25,31	1,10
1963	26,06	26,65	26,31	0,29
1964	65,43	67,36	65,67	1,05
1965	39,33	40,46	40,44	0,65
1966	26,29	27,10	26,81	0,41
1967	105,29	115,32	111,95	5,11
1968	19,14	19,25	19,11	0,08
1969	19,49	19,03	19,87	0,42
1970	16,86	17,19	17,13	0,17
1971	21,17	21,62	21,34	0,23
1972	21,72	21,85	21,62	0,12
1973	14,05	13,64	13,65	0,24
1974	11,83	11,41	11,40	0,24
1975	6,55	6,54	6,53	0,01
1976	5,01	5,10	5,13	0,06
1977	5,71	5,58	5,61	0,07
1978	6,00	5,96	5,94	0,03
1979	4,63	4,61	4,61	0,01
1980	3,07	3,18	3,17	0,06
1981	4,16	4,10	4,10	0,03
1982	4,38	4,33	4,32	0,03
1983	4,29	4,21	4,22	0,04
1984	4,08	4,00	4,00	0,05
1985	3,10	3,11	3,13	0,02
1986	2,62	2,54	2,54	0,04
1987	3,78	3,75	3,72	0,03

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Les valeurs des écart-types, qui sont pour la plupart inférieures à 0,5 semblent affirmer la fiabilité des résultats de la triangulation 1, que nous adoptons ainsi pour les concentrations en tritium dans les précipitations de la zone d'étude de 1962 à 1987. De plus, la station Marion Island se situe plus près de la zone d'étude que les deux stations Darwin et Brisbane.

Pour déterminer les concentrations en tritium de 1951 à 1961, on utilise les données de Pretoria (1958 à 1985), qui sont parmi les rares données disponibles avant 1960.

Pretoria se trouve presque à la même latitude (-25,73) que la zone d'étude, mais à une altitude de 1 330 m. Le gradient continental doit être ainsi pris en compte pour l'extrapolation des données. La figure 27 montre les données en tritium reconstruites de la zone d'étude et les données en tritium de Pretoria. Le gradient continental entre les deux courbes est nettement observé.

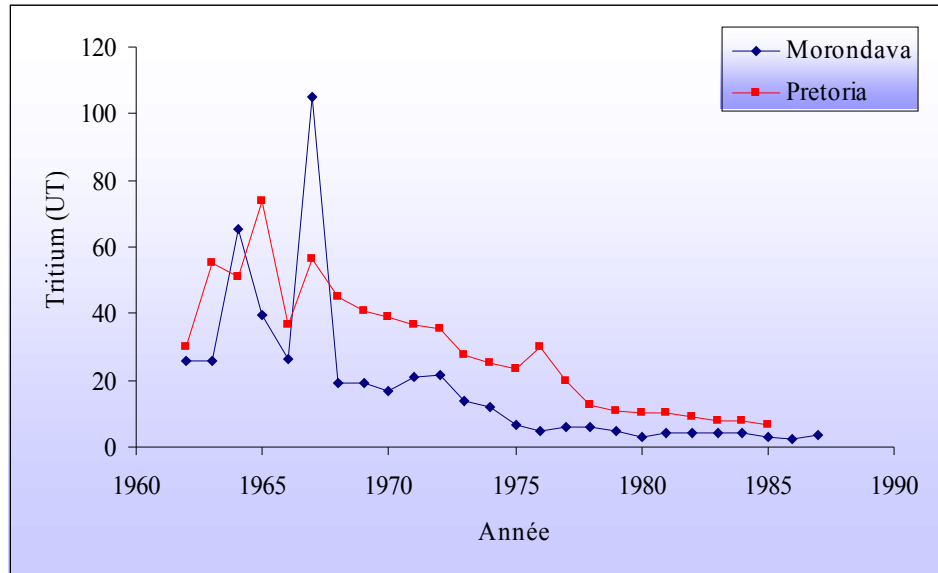


Figure 26. Données en tritium dans les précipitations de Morondava et Pretoria

A partir des données des deux stations, on peut estimer le gradient continental en tritium et évaluer les concentrations en tritium des précipitations de la zone d'étude (figure 27).

Les données en tritium de Pretoria sont disponibles seulement de 1958 en 1985. Pour déterminer les données en tritium de la zone d'étude avant la période des premiers tests nucléaires en 1952, nous avons utilisé les informations dans la littérature sur la tendance de la concentration en tritium pendant la période 1951-1958. Dans l'ensemble, une augmentation linéaire de la concentration en tritium des précipitations est observée juste après les premiers tests nucléaires en 1952 [52]. Ainsi pour la zone d'étude, nous avons étendu linéairement les données de 1958 à 1951 pour déterminer les concentrations en tritium pendant cette période (figure 27).

Afin de compléter les données en tritium reconstruites de la zone d'étude, de 1987 jusqu'à présent, nous avons examiné les données des autres stations dans l'hémisphère sud. De 1987 à 2000, les concentrations en tritium des précipitations de Kaitoke, Nouvelle Zélande se sont plus ou moins stabilisées et variaient entre 1,5 et 3,8 UT. Des valeurs similaires sont aussi observées pour Malan. Dans la station météorologique de Morondava, des échantillons d'eau de pluie ont été mesurés en tritium de janvier en mars 2004, avec des valeurs de 2,1 ; 1,3 et 0,5 UT respectivement. A partir de ces valeurs, les données en tritium des précipitations de la zone d'étude ont été reconstruites (figure 27)

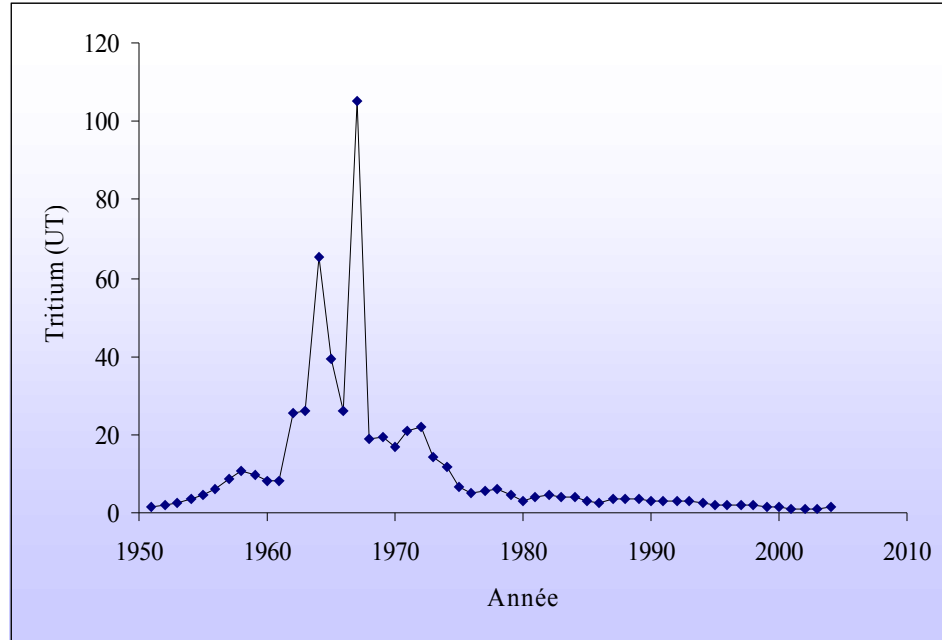


Figure 27. Concentrations reconstruites du tritium des précipitations de la zone d'étude

La fonction d'entrée de la zone d'étude est alors composée :

- des concentrations en tritium dans les précipitations, reconstruites mensuellement de janvier 1951 jusqu'en décembre 2004, exactement de la même façon que pour la reconstruction annuelle décrite en détail,
- des hauteurs mensuelles de précipitation, de janvier 1951 jusqu'en décembre 2004,
- et des coefficients d'infiltration. α est assumé égal à 1 et 0,1 pour les saisons pluvieuses et les saisons sèches respectivement.

6.1.2. Détermination des temps de résidence moyens de quelques points d'eau

Les teneurs en tritium des échantillons d'eaux de puits sont pour la plupart supérieurs à 1 UT, traduisant des eaux souterraines rechargées activement.

Les aquifères de la zone d'étude sont de type poreux, ou à porosité simple. Le temps de résidence des eaux équivaut ainsi à celui du traceur (tritium). Les formations géologiques étant composées de sable de conductivité hydraulique différente, parfois intercalé par des formations argileuses; les sédiments ont une structure hétérogène [53]. Le type de modèle choisi est par conséquent le modèle de dispersion.

Pour déterminer la variation du temps de résidence moyen des eaux souterraines d'est en ouest, c'est-à-dire, en se rapprochant progressivement de la mer ; trois points d'eau sont choisis : ceux de W16, W6, et W1. Du nord au sud, les points d'eau choisis sont : ceux de W13 et W1.

Le fichier d'entrée et les fichiers de sortie sont donnés en annexes. Les fichiers de sortie sont les concentrations du tritium mesurées dans les échantillons d'eau durant trois années successives (2003, 2004, et 2005).

Pour W16, collecté dans un puits à l'extrémité est de la zone d'étude:

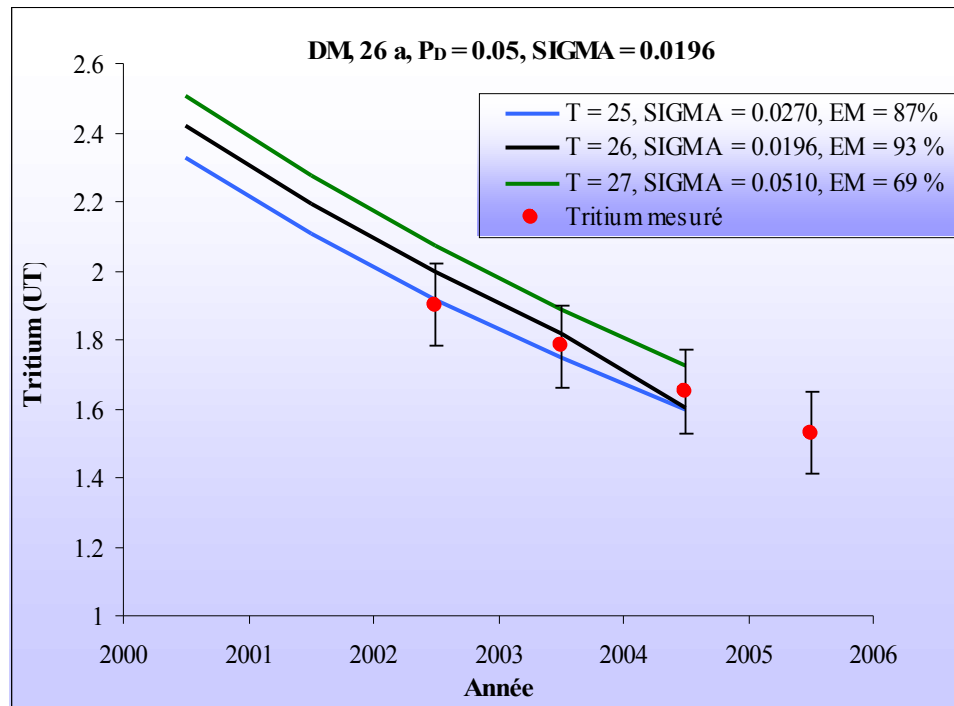


Figure 28. Données en tritium de W16, interprétées par le modèle de dispersion. La meilleure déconvolution est obtenue pour un paramètre de dispersion de 0,05. Le temps de résidence de **W16** serait de **26 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 93 %.

Pour W6, collecté dans un puits situé au milieu de la zone d'étude : deux valeurs de P_D ont donné des valeurs d'EM acceptable, de 73% et 63 %.

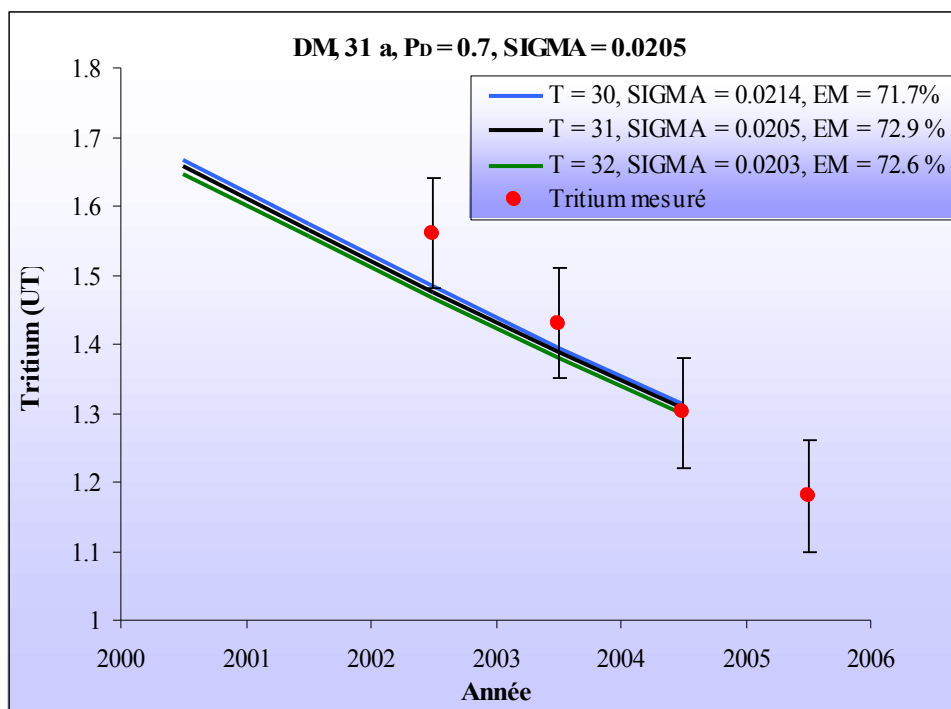


Figure 29. Données en tritium de W6, interprétées par le modèle de dispersion. Pour un paramètre de dispersion de 0,7; le temps de résidence de **W6** serait de **31 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 73 %.

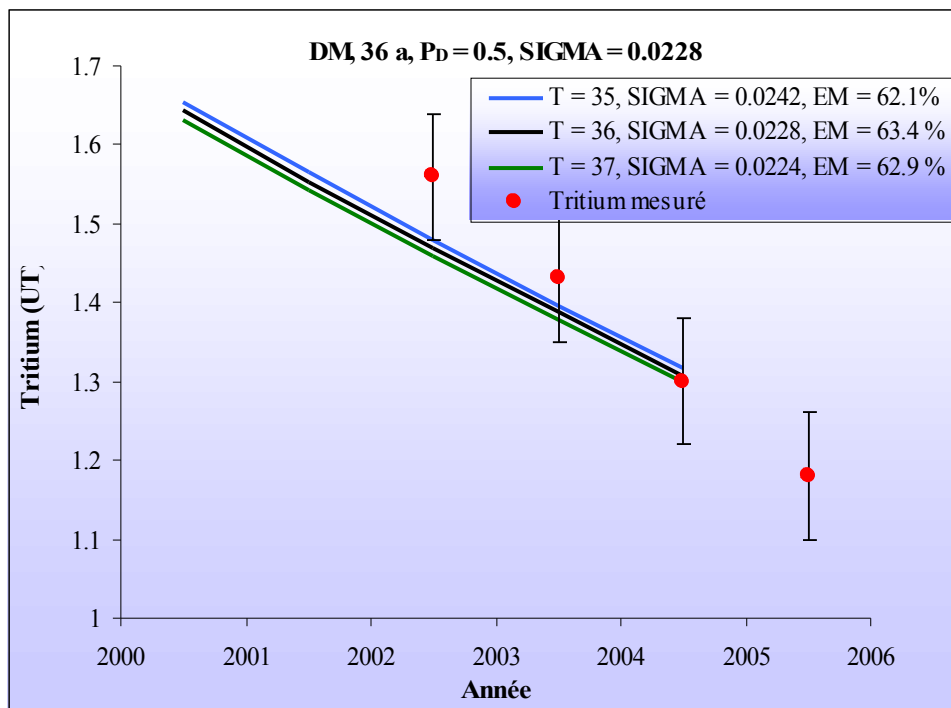


Figure 30. Données en tritium de W6, interprétées par le modèle de dispersion. Pour un paramètre de dispersion de 0,5; le temps de résidence de **W6** serait de **36 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 63,4 %.

Les deux valeurs de P_D ont donné des temps de résidence proches. T_{W6} se trouverait dans l'intervalle [31, 36] ans.

Pour W1, se trouvant à l'extrémité ouest de la zone d'étude, c'est-à-dire à proximité de la mer

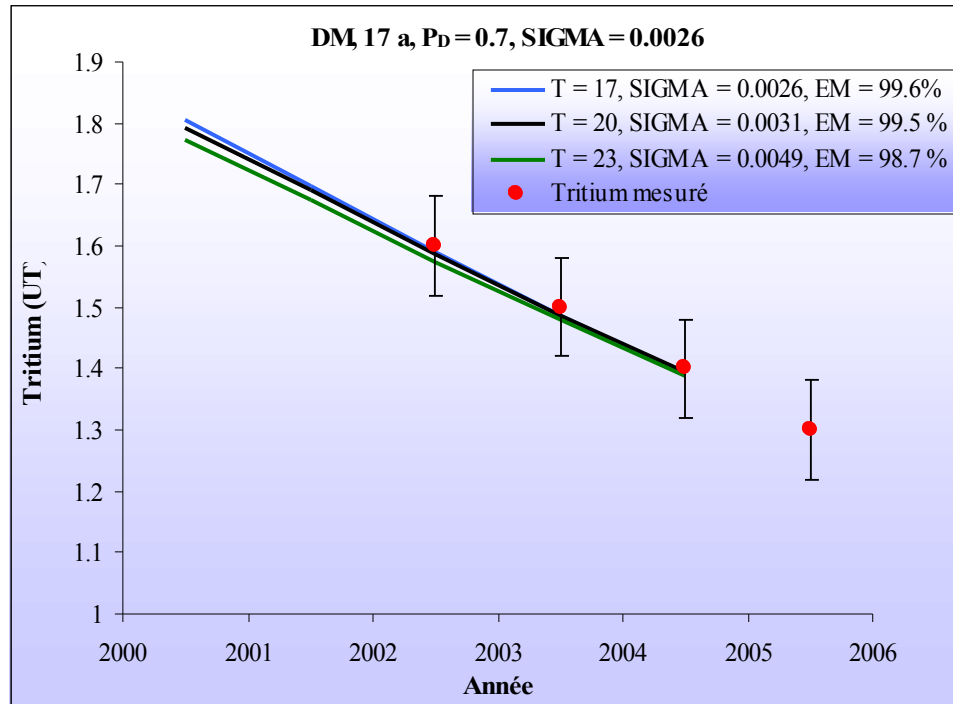


Figure 31. Données en tritium de W1, interprétées par le modèle de dispersion. La meilleure déconvolution est obtenue pour un paramètre de dispersion de 0,5. Le temps de résidence de **W1** serait de **17 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 99,6 %.

Une variation linéaire des temps de résidence moyen des eaux souterraines n'est pas observée quand on se rapproche progressivement de la mer. Les eaux souterraines seraient plus jeunes à proximité de l'océan que plus à l'intérieur du continent. En se rapprochant des hautes terres, les eaux souterraines se rajeuniraient. Ceci serait probablement dû à un plus fort taux de précipitation annuelle dans ces régions, les nappes étant essentiellement sinon rechargées entièrement par les précipitations dans cette zone [40].

Du nord au sud : pour W13, se trouvant à l'extrémité nord de la zone d'étude : deux valeurs de P_D ont donné des valeurs d'EM acceptable, de 64 % et 71 %.

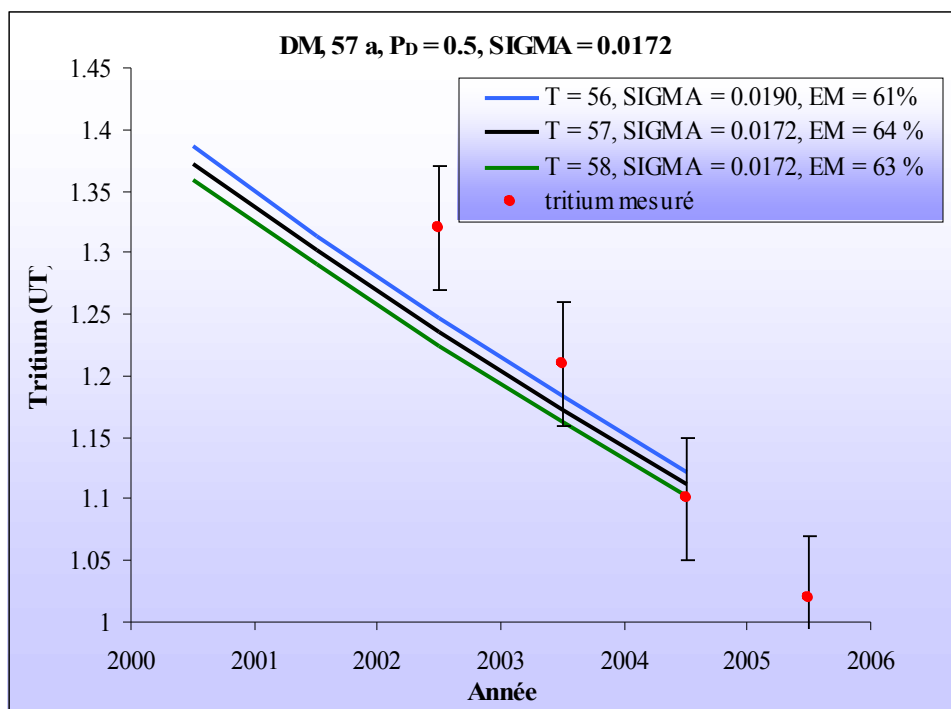


Figure 32. Données en tritium de W13, interprétées par le modèle de dispersion. Pour un paramètre de dispersion de 0,5, le temps de résidence de **W13** serait de **57 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 64 %.

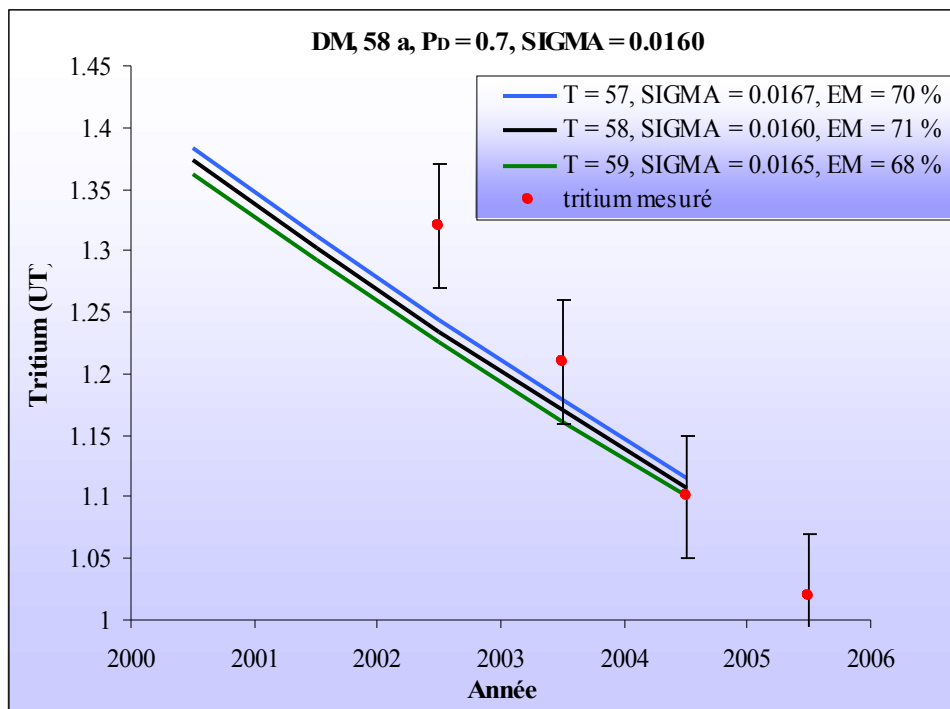


Figure 33. Données en tritium de W13, interprétées par le modèle de dispersion. Pour un paramètre de dispersion de 0,7 ; le temps de résidence de **W13** serait de **58 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 71 %.

Les deux valeurs de P_D ont donné des temps de résidence approximativement égaux. T_{W13} serait (57 ± 1) ans. Ainsi, si T_{W1} était de 17 ans, les eaux souterraines se rajeuniraient du nord au sud.

En conclusion, les temps de transit moyen des eaux souterraines superficielles sont relativement jeunes (variant entre 17 – 58 ans). Les nappes superficielles seraient rechargées activement [54], et principalement par infiltration des précipitations locales.

Les modèles ont parfaitement simulé la réalité dans deux cas : W16 et W1, où EM sont très proches de 100 %, avec 93 % et 99,6 %, respectivement. Pour W6 et W13, les meilleures valeurs d'EM sont de 73 % et 71 %, respectivement. De plus, ces valeurs sont obtenues pour $P_D = 0,7$, c'est à dire une distribution plus asymétrique du temps de transit. Ceci pourrait être traduit par l'hétérogénéité plus accentuée des formations sableuses des aquifères de W6 et W13 par rapport à celles de W16 et W1, entraînant une déviation de la vitesse des eaux souterraines par rapport à la vitesse moyenne. De telle déviation est le résultat de la différence des vitesses des eaux souterraines à travers les différentes formations (les eaux s'écoulent plus lentement à travers les formations argileuses et sables grossiers) [55]. Ceci pourrait également expliquer les âges plus anciens pour les deux échantillons.

6.1.3. Validation des modèles

Idéalement, la validation est obtenue quand les prédictions dérivées d'un modèle étalonné sont en accord avec de nouvelles observations, de préférence pour d'autres conditions autres que celles utilisées pour l'étalonnage, par exemple distance et temps plus longs (paragraphe 2.1.1.7).

Pour valider les modèles, le temps de transit moyen de W16 (temps de transit de 26 ans) a été re-simulé, mais en augmentant le temps d'observation (tritium mesuré dans W16) de telle sorte que ce dernier soit plus long. Comme les données ne sont plus disponibles après 2005, les concentrations du tritium pour les années 2002 et 2001 ont été calculées à partir des données disponibles en utilisant l'équation de désintégration radioactive (le taux de tritium dans l'atmosphère étant revenu à un niveau très faible après l'arrêt des essais nucléaires, la teneur du traceur s'infiltrant dans les eaux souterraines ne varierait que très faiblement). La simulation est donnée par figure 34.

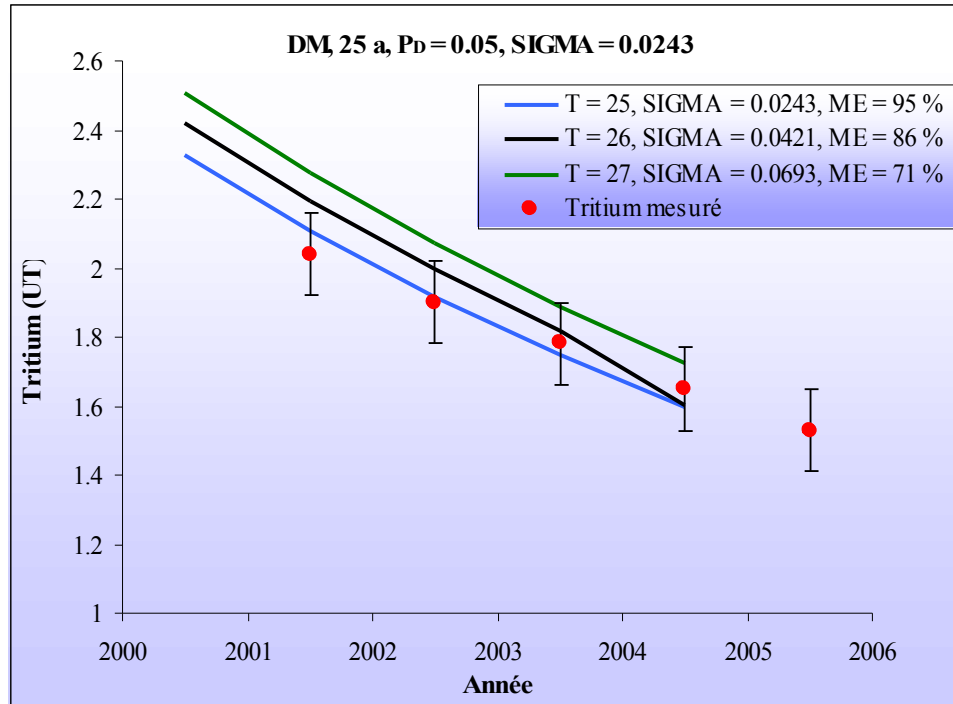


Figure 34. Données en tritium de W16, interprétées par le modèle de dispersion. Pour un paramètre de dispersion de 0,5 ; le temps de résidence de **W16** serait de **25 ans**, correspondant à l'efficacité du modèle la plus élevée de 95 %.

Le temps de transit de W16, après re-simulation avec de nouvelles observations serait de 25 ans, ce qui est très proche de la valeur simulée pour des observations plus courtes.

Cette méthode de validation est applicable pour les autres échantillons et les mêmes résultats sont à prévoir, ce qui amène à dire que les modèles trouvés représentent bien le système naturel.

6.2 Détermination des processus de minéralisation des eaux souterraines

6.2.1. Nappes superficielles

Les nappes superficielles sont captées par les puits. Vingt quatre échantillons collectés à partir de sites différents constituent les eaux de puits. Quelques points d'eau ont été ré-échantillonnés au cours de l'étude, mais une variation temporelle des concentrations des ions majeurs n'est pas constatée comme il le devrait. Ainsi, seules les eaux provenant de puits différents sont utilisés. La profondeur des puits visités varie de 4,4 à 8,7 m et les eaux sont captées dans du sable fin à moyen, du sable moyen à grossier ou rarement du grès.

6.2.1.1. Hydrogéochimie

Les eaux sont réparties en 7 groupes suivant l'intervalle de variation du STD. Le diagramme de Schoeller a été utilisé pour déterminer le faciès chimique de chaque groupe d'eaux échantillonnées.

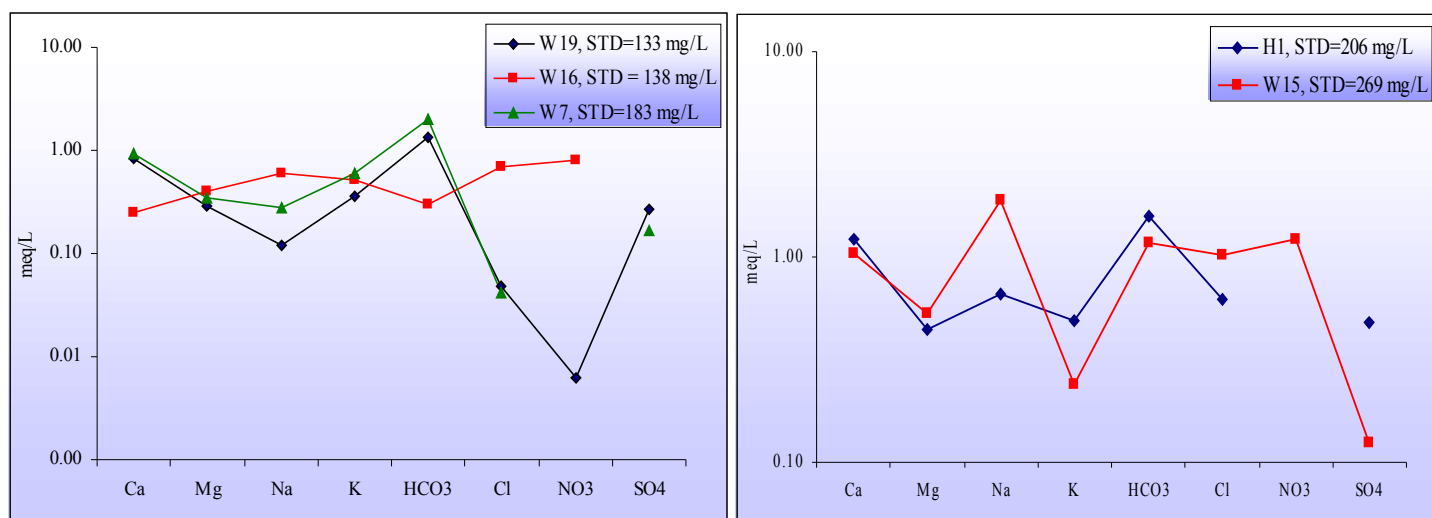


Figure 35a. Diagrammes de Schoeller des eaux de puits, suivant la valeur des STD (133-270 mg/L)

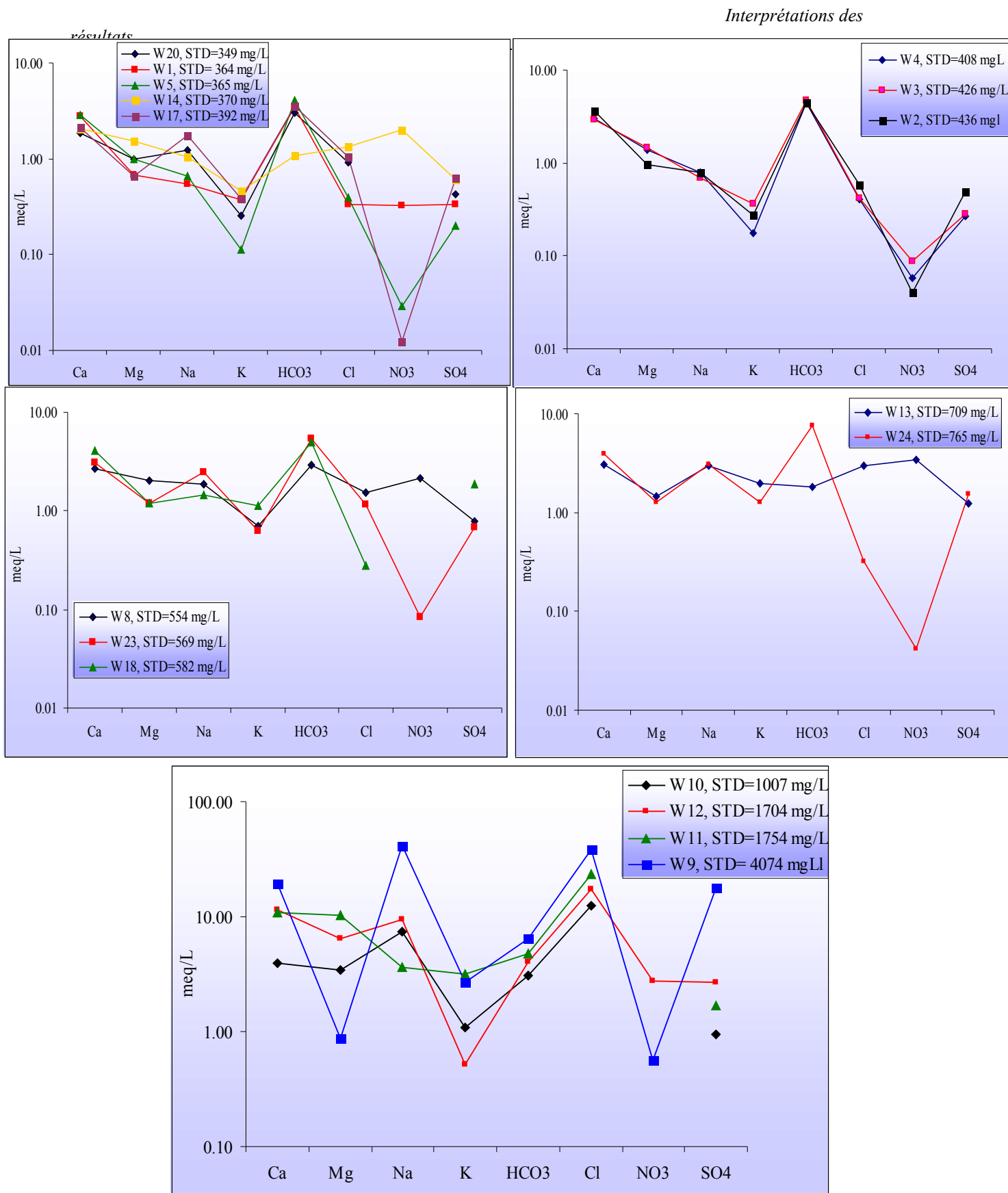


Figure 35b. Diagrammes de Schoeller des eaux de puits, suivant la valeur des STD (300-4100mg/L)

Pour $132 < \text{STD} < 188 \text{ mg/L}$, deux types chimiques différents ont été observés:

- W19 et W7 sont de type Ca-K-Mg-HCO₃.
- W16 est de type Na-K-Mg-NO₃-Cl.

Pour $205 < \text{STD} < 270 \text{ mg/L}$, deux types chimiques différents ont été également déterminés:

- H1, qui en réalité a été collecté dans un trou ouvert de profondeur de 2 m, est de type Ca-Na-(K,Mg)-HCO₃-Cl-SO₄
- W15 est de type Na-Ca-Mg-NO₃-HCO₃-Cl.

Pour $345 < \text{STD} < 400 \text{ mg/L}$, il y a quatre types chimiques différents:

- W1 et W5 sont de type Ca-HCO₃,
- W17 est de type Ca-Na-HCO₃,
- W20 est de type Ca-Na-Mg-HCO₃
- et W14 est de type Ca-Mg-Na-NO₃-Cl-HCO₃.

Pour $400 < \text{STD} < 470 \text{ mg/L}$, quatre types chimiques différents ont été également déterminés:

- W2, W3 et W4 sont de type Ca-HCO₃.
- W6 est de type Ca-Na-Mg-HCO₃
- W22 est de type Ca-Na-(Mg,K)-HCO₃.
- et W21 est de type Ca-K-HCO₃-NO₃-SO₄

Pour $550 < \text{STD} < 600 \text{ mg/L}$, il y a trois types chimiques différents:

- W8 est de type Ca-Mg-Na-HCO₃-NO₃-Cl
- W23 est de type Ca-Na-HCO₃
- et W18 est de type Ca-Na-(Mg, K)-HCO₃

Pour $700 < \text{STD} < 800 \text{ mg/L}$, deux types chimiques différents ont été déterminés:

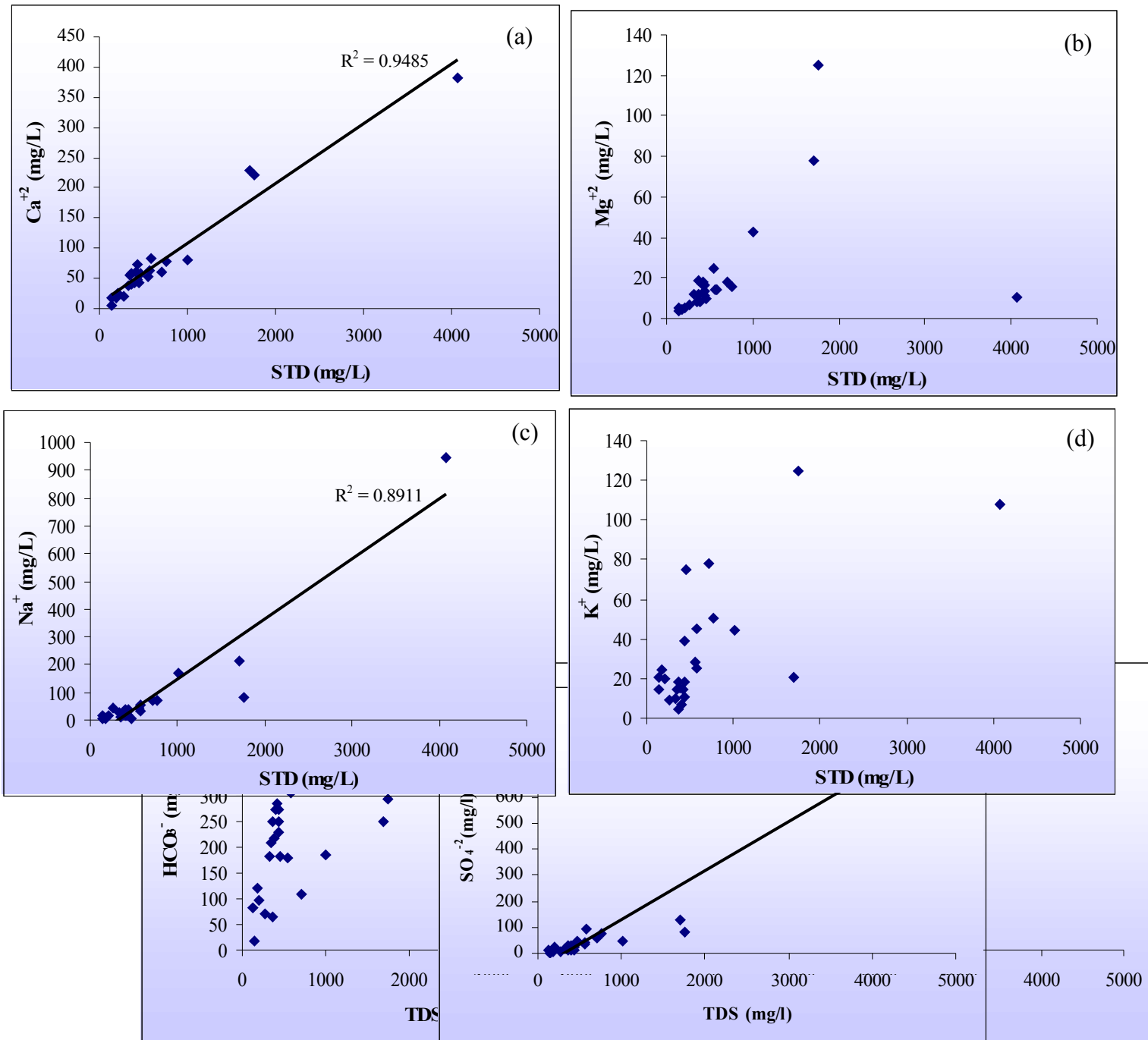
- W13 est de type Ca-Na-(KPMG)-NO₃-Cl
- W24 est de type Ca-Na-HCO₃

Pour $1000 < \text{STD} < 4100 \text{ mg/L}$, il y a quatre types chimiques différents:

- W9 est de type Na-Cl
- W12 sont de type Ca-Na-Mg-Cl

- W10 est de type Na-Ca-Mg-Cl
- W11 est de type Ca-Mg-Cl,

Parmi 24 échantillons, 15 faciès chimiques différents ont été déterminés. Pour des valeurs de STD similaires, c'est à dire au sein d'un même groupe, les eaux diffèrent chimiquement que ce soit pour les STD faibles que les STD élevés. Ainsi, pour la zone d'étude, les nappes superficielles sont relativement hétérogènes et de nature complexe. En effet, les graphes reliant le STD avec les ions majeurs montrent que seuls le potassium et le bicarbonate ne sont pas corrélés positivement avec le STD. Ceci indiquerait que les autres ions contribueraient de façon significative dans la minéralisation des eaux de puits.



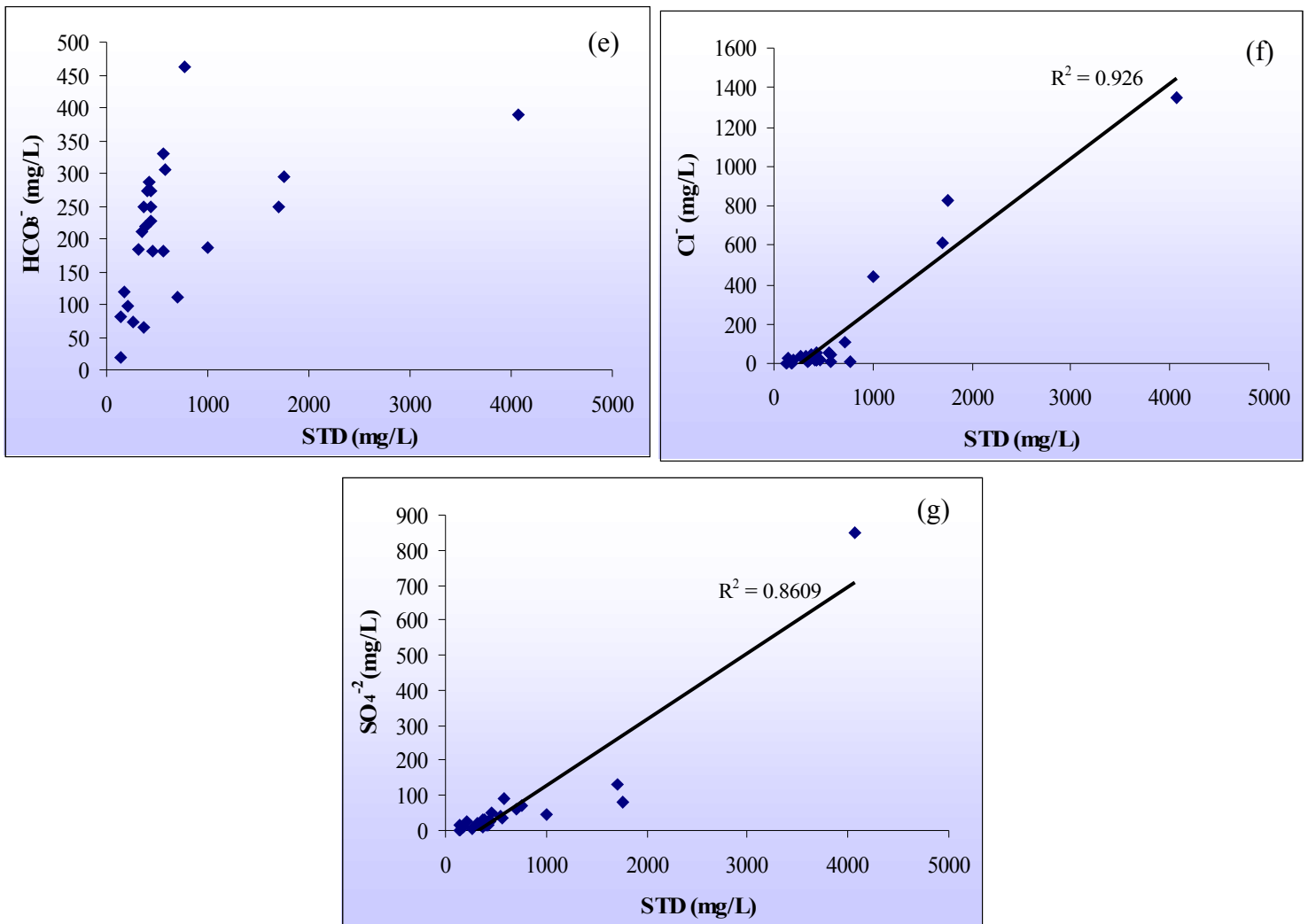


Figure 36b. Relations entre le STD et HCO₃⁻ (e), STD et Cl⁻(f), STD et SO₄⁻ (g) des eaux de puits

Dans le diagramme de Piper (figure 37), les eaux sont classées suivant la nature de son évolution par rapport à sa composition chimique. Les eaux échantillonnées se trouvent pour la plupart dans la catégorie des eaux de composition chimique immature (classe 1). Néanmoins, une variation de la composition chimique d'immature à plus évoluée (classe 4) et finalement à une composition finale évoluée saline est observée (classe 5). Cette évolution des eaux est cependant très dispersive et ne suit pas la direction d'écoulement des eaux, c'est à dire que les eaux provenant des puits situés proches de la mer peuvent être de nature immature ou saline. De la même manière, les eaux des puits situés plus à l'intérieur du continent sont plus saline qu'immature. Une évolution de la composition chimique des eaux souterraines du bicarbonaté calcique (zone

de recharge) au chloruré sodique similaire à l'eau de mer (zone de décharge), commune dans un système aquifère côtière n'est pas observée pour la zone d'étude. Ceci pourrait indiquer l'absence d'une intrusion marine dans les nappes superficielles. Ce serait les processus de dissolution/précipitation, et/ou d'échange cationique qui sont à l'origine des types chimiques des eaux.

Dans la catégorie des eaux de composition immature, une augmentation progressive et significative de la proportion des concentrations des autres cations tels que Mg^{+2} et Na^{+} par rapport à celles de Ca^{+2} est observée, quoique Ca^{+2} reste dominant.

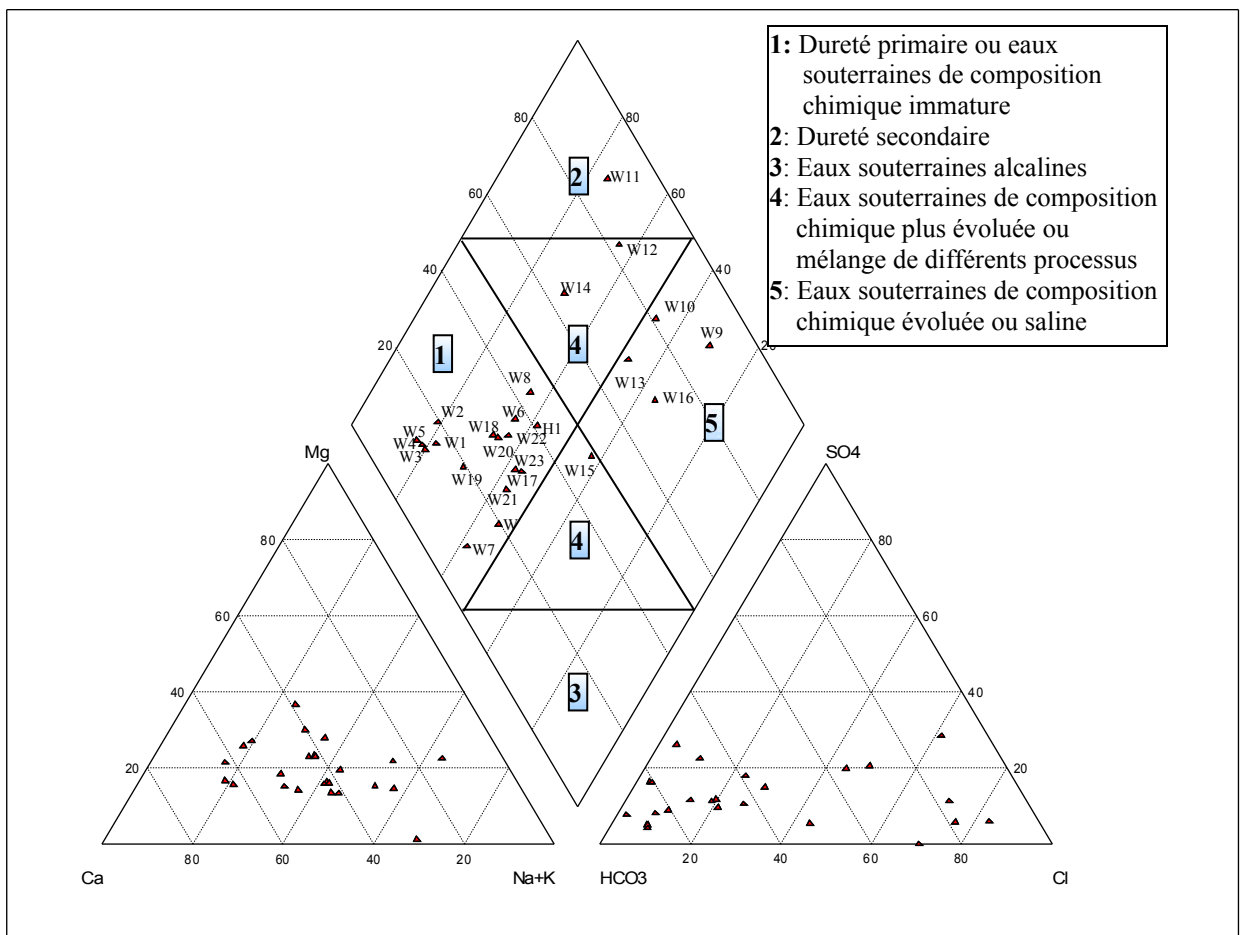


Figure 37. Diagramme de Piper des eaux de puits
Caractérisation des eaux selon Walton, 1970 [56] et Allen et Suchy, 2001 [57]

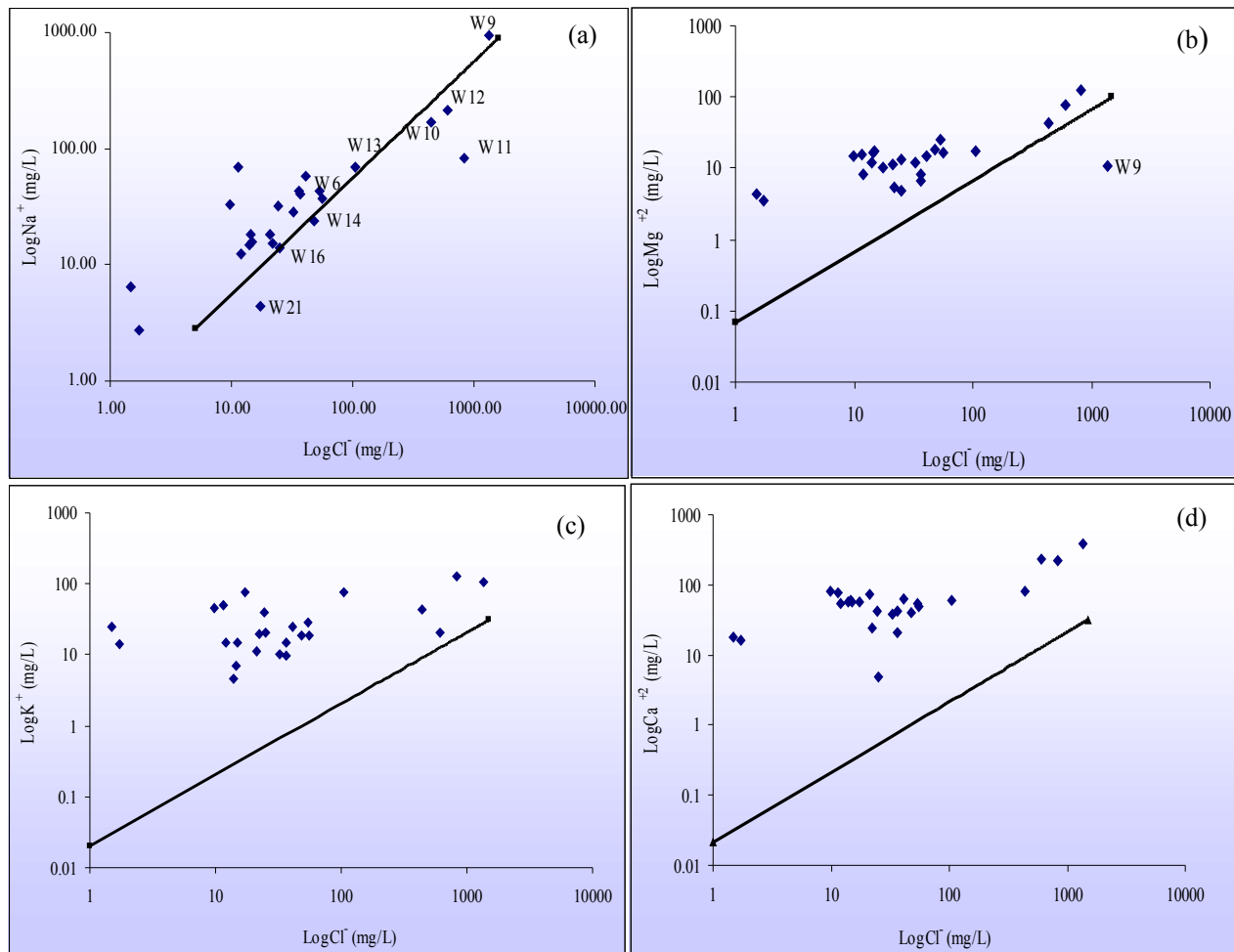
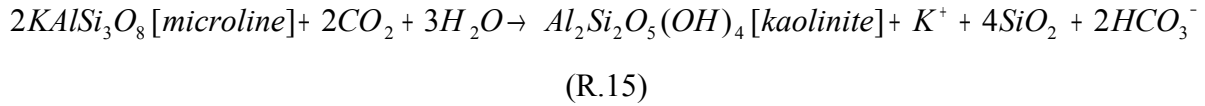
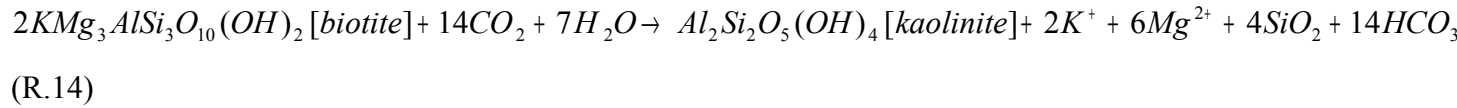
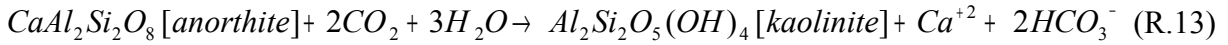
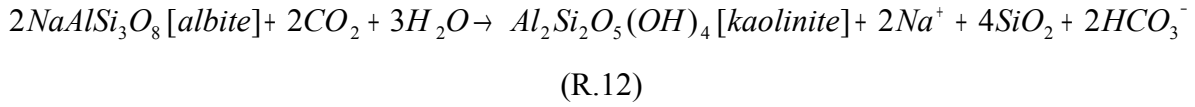


Figure 38. Relation entre le chlore et le sodium (a). Relation entre le chlorure et le magnésium (b). Relation entre le chlore et le potassium (c). Relation entre le chlorure et le calcium (d). Eaux de puits. La courbe représente la dilution de l'eau de mer correspondant à chaque couple d'ions.

La nature et le degré des interactions eau-roche peuvent être identifiés à partir des graphes corrélant les cations majeurs avec le chlorure. Les chlorures sont utilisés comme facteur de normalisation de par leur caractéristique : l'anion est conservatif et n'intervient pas dans les processus de dissolution/précipitation. Il ne participe que rarement dans les réactions d'oxydo-réduction ou d'adsorption. Cette nature conservative permet de comparer le gain ou perte des autres ions et ainsi d'évaluer les interactions eau-roche [58].

Les graphes représentant la relation entre les chlorures et les cations majeurs (figure 38) montrent pour la plupart, des eaux enrichies en ces cations par rapport à l'eau de mer. Ceci pourrait indiquer que ces cations ne sont pas d'origine marine, mais proviendraient de l'interaction eau-roche sous forme d'altération des minéraux pouvant être du feldspath potassique, du feldspath

plagioclase, ou de la biotite. En effet, les eaux de puits sont captées dans du grès (altéré/compact), ou du sable fin, moyen et grossier. Ces sédiments entrent dans la catégorie des roches sédimentaires « détritiques », composées principalement de résidus des fragments inaltérés (qui ont résistés aux attaques chimiques lors des processus d'altération) des roches ignées [59]. De plus, l'altération des roches formées par des minéraux silicatés est un processus majeur contrôlant la composition chimique de la plupart des eaux naturelles [60]. Suivant le type des minéraux, on a les réactions:



Pour déterminer la présence de telles réactions, les méthodes statistiques de corrélation sont utilisées.

Les figures 40 et 41 montrent que pour deux groupes d'eau (groupe 1 et groupe 2), il y a des corrélations positives entre (Na^+ et HCO_3^-) et (Ca^{+2} et HCO_3^-). Ceci indiquerait que Na^+ , Ca^{+2} et HCO_3^- proviennent de l'altération de plagioclase pour ces groupes [60]. Pour le groupe 3, il y a une corrélation positive entre Ca^{+2} et HCO_3^- , mais pas entre (Na^+ et HCO_3^-). Une source de Ca^{+2} et HCO_3^- , soit par altération de feldspath calcique ou dissolution de minéraux carbonatés peut être envisagée pour ce groupe. L'existence de deux courbes de corrélation pour Na^+ et HCO_3^- pourrait indiquer une différence de degré et d'étendu des interactions eau-roche. Le groupe 1 est constitué par (W1, W2, W3, W4, W5, W7 et W19), le groupe 2 par (H1, W6, W17, W20, W22, W23, et W24) et le groupe 3 par (W8, W15, W18 et W21)

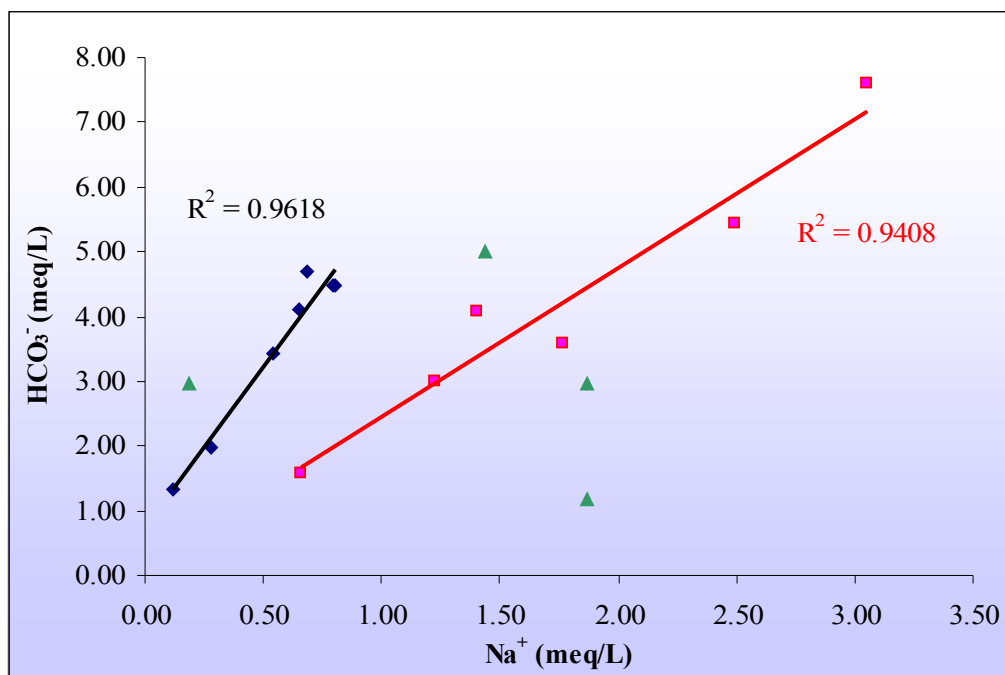


Figure 39. Relation entre Na^+ et HCO_3^- des eaux de puits

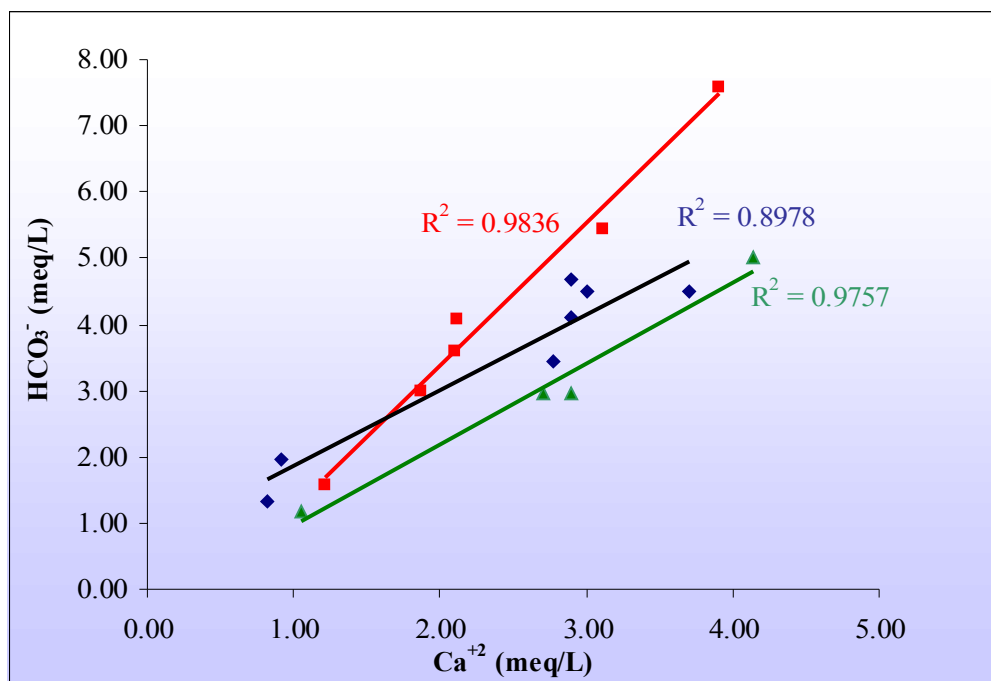


Figure 40. Relation entre Ca^{+2} et HCO_3^- des eaux de puits

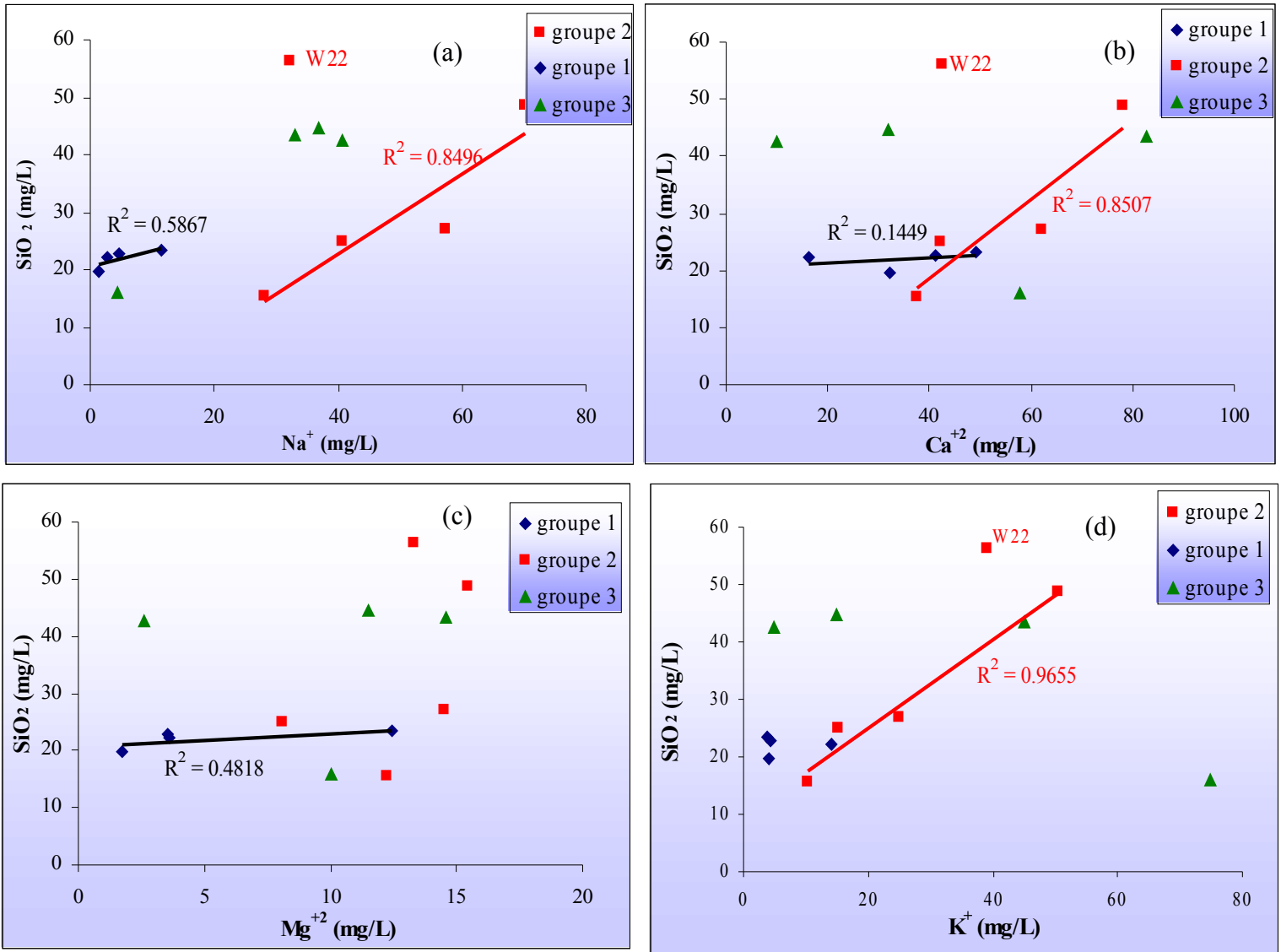


Figure 41. Relation entre Na et SiO_2 (a), Ca^{+2} et SiO_2 (b), K^+ et SiO_2 (c), Mg^{+2} et SiO_2 (d) des eaux de puits

Les eaux du groupe 1 montrent une corrélation positive entre Na^+ et SiO_2 (quoique pas très forte avec $R^2 = 0,5867$), mais pas entre Ca^{+2} et SiO_2 . Pour ces eaux, une altération de feldspath sodique pourrait être la source de Na^+ et HCO_3^- . Par contre, pour le groupe 2, à part W22, qui se trouve à l'écart des autres points, il y a à la fois une corrélation positive entre Na^+ et SiO_2 et Ca^{+2} et SiO_2 , confirmant l'altération de plagioclase. Une corrélation positive entre K^+ et SiO_2 est même observée pour ces eaux. Ceci pourrait indiquer la présence de feldspath potassique dans les minéraux avec lesquels ces eaux sont en contact. L'absence de contamination par le nitrate pour

ces eaux écarte une origine anthropique de K^+ . Ainsi, l'hypothèse de mélange de différentes eaux pourraient être envisagée pour ce groupe.

Les eaux du groupe 3 ne montrent pas de corrélation positive entre les cations majeurs et SiO_2 . Une minéralisation par altération de minéraux silicatés pourrait être écartée pour ce groupe. La corrélation positive entre Ca^{+2} et HCO_3^- (figure 40) pourrait ainsi provenir de l'interaction avec des minéraux carbonatés. Un échange cationique pourrait également expliquer la présence de Na^+ dans la composition chimique de ces eaux. Parmi les échantillons de type saline sont W9, W16, W10 et W11 (diagramme de Piper, figure 37). Pour W16, le rapport molaire Na/Cl (0,56) est parfaitement identique à celui de l'eau de mer (0,56). Ca/SO_4 (12,25) et Mg/Ca (1) sont par contre différents de ceux de l'eau de mer (0,15 et 3,14 respectivement pour l'eau de mer). A partir de la valeur de Cl/HCO_3 , qui est de 1,39; on pourrait supposer que W16 est en contact avec des eaux salines, probablement d'origine marine dont la contribution serait minime due à une forte dilution par la précipitation, le puits de W16 étant non-équipé. En effet, le couloir de Betsiriry a un climat subhumide avec une pluviométrie moyenne annuelle de 1300 mm [28]. W16 se trouve sur la courbe de dilution de l'eau de mer (figure 38a).

Pour W9, W10 et W11, ces rapports molaires diffèrent largement de ceux de l'eau de mer. Ceci pourrait indiquer que:

- leur taux de minéralisation élevée ne serait pas d'origine marine
- des sources additionnelles de sodium (pour W9) et de chlorure (W10, W11), autres que la contribution marine feraient varier le rapport molaire Na/Cl des trois échantillons
- l'évaporation contribuerait à la minéralisation

Les isotopes et la modélisation apporteraient des clarifications sur ces hypothèses.

Outre les processus internes régissant la composition chimique des eaux, des phénomènes externes pourraient également contribuer au faciès chimique et influent sur la minéralisation des eaux souterraines. La pollution par le nitrate est l'un de ces phénomènes.

6.2.1.2. La pollution par le nitrate et la minéralisation des eaux superficielles

Les nappes superficielles sont plus vulnérables à une contamination par les nitrates que les nappes profondes. Ceci est nettement reflété par les concentrations élevées de l'anion dans les eaux de puits par rapport à celles des eaux de forage.

Pour vingt-quatre échantillons d'eau de puits, la concentration du nitrate varie de 0 à 210 mg/L- NO_3^- dont sept montrent des concentrations supérieures à la valeur maximale admissible de 50 mg/l (OMS). Pour les eaux fortement contaminées, la concentration moyenne du nitrate est de (119 ± 58) mg/L.

Les eaux de forage, par contre, ne sont pas contaminées par le nitrate avec une concentration variant de 0 à 11 mg/L.

La figure 42 montre la relation entre STD et NO_3^- pour les différents types d'eau. Pour les concentrations de nitrate faibles, il n'existe aucune corrélation entre les deux paramètres. Par contre, une corrélation positive est observée pour les eaux de puits dont les concentrations en nitrate sont élevées. Ceci pourrait indiquer que les contaminations sont locales, probablement de nature anthropique [62], due à la présence de latrines et de porcherie au voisinage des puits. La corrélation positive entre STD et NO_3^- indiquerait également que la minéralisation des eaux est fortement influencée par la contamination en nitrate.

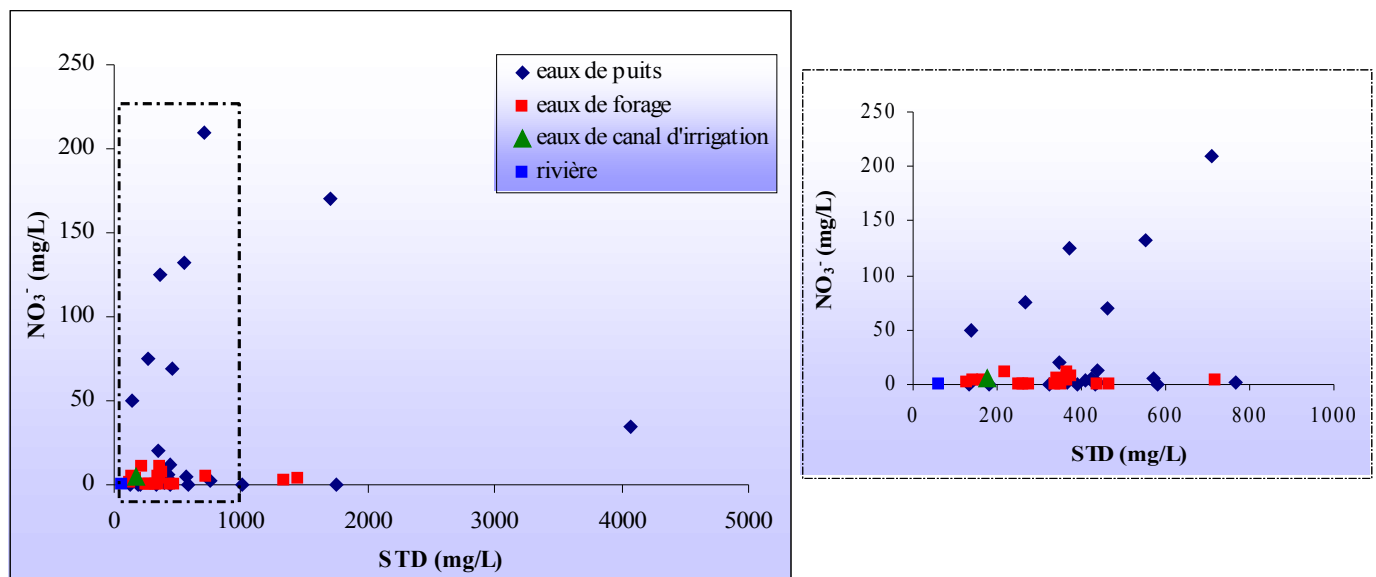


Figure 42. Relation entre NO_3^- et STD des différents types d'eau

Par rapport aux eaux non contaminées en nitrate, les eaux ayant des concentrations élevées de l'anion montrent des faciès chimique différents. W8, W12, W13, W14, W15, W16 et W21 sont toutes fortement contaminées en nitrate et ce dernier est l'anion dominant dans la plupart des cas. Quoique leurs compositions chimiques ne soient pas identiques, la présence du chlorure et du

sodium dans les compositions chimiques des eaux est souvent observée (tableau 15). Pourtant, ces eaux ne sont pourtant pas nécessairement salines.

Tableau 15. Faciès chimique des eaux contaminées en nitrate

Code de l'échantillon	Faciès chimique
W8	Ca-Mg-Na-HCO ₃ -NO ₃ -Cl
W12	Ca-Na-Mg-Cl
W13	Ca-Na-(K, Mg)-NO ₃ -Cl
W14	Ca-Mg-Na-NO ₃ -Cl-HCO ₃
W15	Na-Ca-Mg-NO ₃ -HCO ₃ -Cl
W16	Na-K-Mg-NO ₃ -Cl
W21	Ca-K-HCO ₃ -NO ₃ -SO ₄

Source: Madagascar-INSTN, 2007

La corrélation positive entre NO₃⁻ et Cl⁻ (figure 43) expliquerait la présence du chlorure dans la composition chimique des eaux. Dans ce cas, le chlore serait de source anthropique. W21 s'écarte un peu légèrement des autres points. Sa concentration en NO₃⁻ est faible par rapport à celles des autres échantillons et la contribution du chlore d'origine anthropique serait minime.

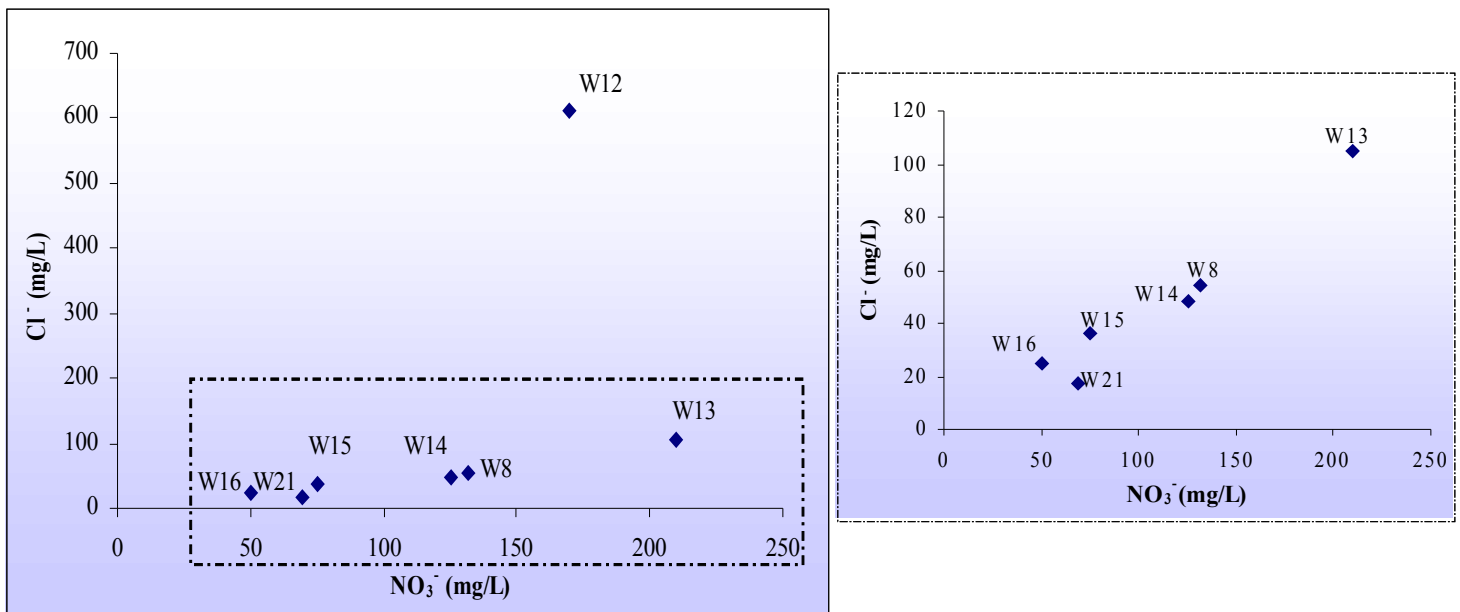


Figure 43. Relation entre NO₃⁻ et Cl⁻ pour les eaux de puits contaminées en nitrate

La géochimie a permis de déterminer qu'il n'y a pas une évolution progressive de la composition chimique des eaux quand le STD augmente. Il y aurait quatre types de minéralisation :

- minéralisation par altération de minéraux silicatés
- minéralisation par dissolution de minéraux carbonatés

- minéralisation due à une pollution d'origine anthropique
- minéralisation résultant de mélange avec des eaux ayant de signature marine

Ces hypothèses seront vérifiées et étudiées par l'utilisation de la modélisation géochimique.

6.2.1.3. Modélisation géochimique

Avant de procéder aux simulations permettant d'obtenir des modèles qui représentent les mieux le système naturel, le IS des minéraux réactifs tels que la calcite, et la dolomite a été calculé.

WATEQFP, qui est incorporé dans NETPATH a permis de calculer IS.

Pour les eaux souterraines supposées être minéralisées par altération de minéraux silicatés, les IS par rapport aux minéraux réactifs (en particulier la calcite et la dolomite) sont tous négatifs, indiquant probablement l'absence de ces minéraux dans les roches encaissantes ou dans l'aquifère [10]. Dans ce cas, la composition chimique des eaux résultant de l'altération de différents minéraux silicatés est donnée par la figure 44

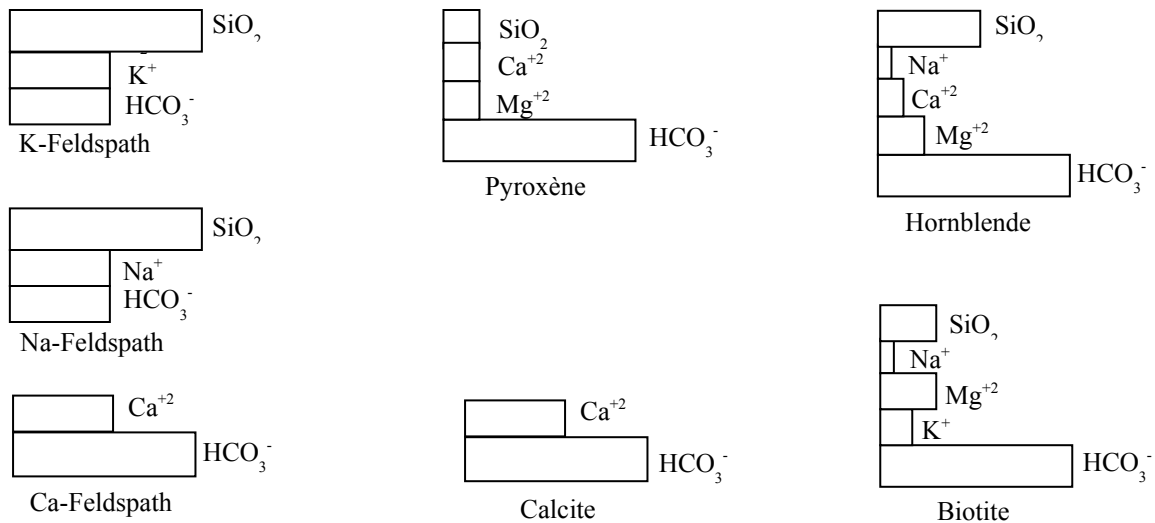


Figure 44. Composition chimique des eaux résultant de l'altération de différents minéraux silicatés en kaolinite en présence d'acide carbonique, Garrels and Mackenzie, 1971 [63]

De la même manière, pour les eaux souterraines supposées être minéralisées par dissolution des minéraux carbonatés, les IS par rapport à la calcite et à la dolomite sont tous positifs, indiquant la présence de ces minéraux dans le système aquifère.

Dans cette étude, la modélisation est également utilisée pour déterminer le processus géochimique régissant l'évolution de la composition chimique des eaux quand on se rapproche

progressivement de la mer (de l'ouest vers l'est) et la différence entre les compositions chimiques des eaux souterraines de la région nord par rapport à la région sud.

Les échantillons choisis sont:

- de la côte est vers la côte ouest : (W21, W18), (W23, W2)
- du centre est vers la côte ouest : (W7, W3)
- du nord-ouest au nord-est : (W20, W24)
- du nord au sud : (W12, W9)

Pour le couple (W21, W18)

Les deux échantillons appartiennent au groupe 3, dont une minéralisation par altération des minéraux silicatés a été écartée à cause d'une absence de corrélation positive entre les cations majeurs et SiO_2 . W21 a été capté dans la zone d'affleurement de la marne d'Ankilizato. La présence de calcite dans l'aquifère superficielle est ainsi fort probable. La présence de dolomite, par contre est peu probable car le minéral ne peut se former dans un aquifère d'eau fraîche [26]. De plus, d'après la minéralogie de la zone d'étude, les teneurs en magnésie des réserves calcaires de la région sont très faible [48]. Le gypse pourrait être présent par les argiles à gypse séparant le Callovien Supérieur fossilifère du faciès mixte de l'Isalo III [64]. Le magnésium pourrait provenir soit du pyroxène ou de l'olivine (aussi connu sous le nom de chrysolite) composant les formations basaltiques localisés dans la région [47]. La composition chimique de W18 ne montre pas une similarité entre les concentrations de Ca^{+2} et Mg^{+2} (figure 42), écartant l'altération du pyroxène comme source de Mg^{+2} .

Le tableau 16 définit les positions et les faciès chimiques des deux échantillons.

Tableau 16. Etats et faciès chimiques de W21 et W18

	Etat initial	Etat final
Echantillon	W21	W18
Faciès chimique	Ca-K-HCO ₃ -NO ₃ -SO ₄	Ca-Na-(Mg, K)-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Par la présence de Na, une échange cationique peut également accompagnée le processus de dissolution. Ainsi, les contraintes et phases suivantes ont été choisies:

Contraintes: carbone, magnésium, calcium, sodium

Phases: CO₂ gaz, chrysolite, calcite, gypse, échange Ca/Na

Après simulation, trois modèles sont trouvés :

Modèle 1

CO₂ gaz 0,66305

Calcite 1,24407

Chrysolite 0,62439

Echange 0,06204

Modèle 2

CO₂ gaz 1,90172

Gypse 1,24407

Echange 0,62439

Chrysolite 0,06204

Modèle 3

Calcite 1,90172

Gypse -0,66305

Echange 0,62439

Chrysolite 0,06204

Le modèle 3 ne peut représenter le système naturel car le gypse se précipite alors que la concentration du sulfate de W18 est supérieure à celle de W21.

Dans le modèle 2, la chrysolite est dissoute, ce qui pourrait expliquer la présence de Mg^{+2} . Le gypse est également dissous. Ceci est en accord avec la réalité car les concentrations du sulfate et du calcium de W18 sont supérieures à celles de W21. Cependant, l'eau n'est pas sulfatée. Ceci est dû à la présence de gaz CO_2 relativement élevée entrant dans le système, augmentant la concentration de HCO_3^- de telle manière que ce dernier reste dominant.

Accompagnant ces processus, il y a un échange cationique libérant du sodium, augmentant la concentration de ce dernier. Le calcium est retenu par l'échangeur mais reste dominant car le phénomène de dissolution du gypse (1,24407) l'emporte sur l'échange cationique (0,06204). Par conséquent, la concentration du Ca reste supérieure quoique la différence avec celle du Na diminue.

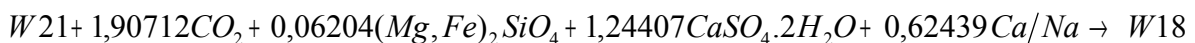
De la même manière, le sodium domine sur le magnésium car la dissolution de la chrysolite est relativement faible (0,06204).

Le modèle 2 pourrait ainsi représenter le système naturel, de même que le modèle 1. La différence entre les deux modèles réside dans les minéraux dissous. Pour le modèle 1, c'est la dissolution de la calcite qui serait à l'origine de Ca. Ce dernier reste dominant car la dissolution (1,24407) l'emporte sur l'échange cationique (0,06204). Le bicarbonate est présent à la fois par dissolution de la calcite et par réaction avec du CO_2 entrant dans le système.

Cependant, c'est le modèle 2 qui pourrait le mieux représenter le système naturel car la concentration élevée de sulfate de W18 ne pourrait être expliquée que par dissolution du gypse.

Dans le modèle 1, ceci n'est pas mis en évidence.

Ainsi, la réaction serait



(R.16)

Pour le couple (W23, W2)

W2 et W23 appartiennent aux groupes 1 et 2 respectivement dont la minéralisation serait due par altération des minéraux silicatés.

Tableau 17. Etats et faciès chimiques de W23 et W2

	Etat initial	Etat final
Echantillon	W23	W2
Faciès chimique	Ca-Na-HCO ₃	Ca-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN

Contraintes: carbone, calcium, sodium, silice

Phases: CO₂ gaz, plagioclase, échange Ca/Na, kaolinite

Le seul modèle trouvé a donné :

CO ₂ gaz	0,63552
Echange	-0,59877
Kaolinite	1,01941
Plagioclase	-0,80552

Le signe négatif du transfert de masse du plagioclase signifierait l'absence de dissolution de plagioclase, de même le signe positif du transfert de masse de la kaolinite. En effet, la réaction d'altération du plagioclase en kaolinite est irréversible. Le signe positif traduirait que la kaolinite est un réactif, ce qui ne peut représenter la réalité. Il y a un échange cationique libérant le calcium et retenant le sodium dans l'échangeur, ce qui pourrait expliquer l'absence du sodium dans le faciès chimique de W2. Une des sources du bicarbonate serait le contact du CO₂ atmosphérique entrant dans le système avec l'eau.

L'absence de dissolution du plagioclase pourrait également expliquer l'absence de sodium dans la composition chimique de W2.

Si la source du calcium ne serait pas la dissolution du plagioclase, elle pourrait provenir de l'altération de l'anorthite. Ainsi, les nouveaux paramètres sont :

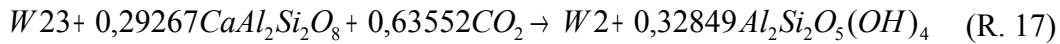
Contraintes: carbone, calcium, silice

Phases: CO₂ gaz, anorthite, kaolinite

Le seul modèle trouvé a donné :

CO ₂ gaz	0,63552
Kaolinite	-0,32849
Anorthite	0,29267

Le modèle semble représenter le système réel. En effet, par altération de l'anorthite, le calcium et le bicarbonate sont libérés dans la solution. L'anorthite est présente dans l'anorthose qui a été localisé dans la zone d'étude. Le bicarbonate est formé à la fois par réaction de CO_2 entrant dans le système et par le phénomène d'altération. La kaolinite est bien un produit de réaction, qui s'écrit comme suit :



Pour déterminer la source de Na dans W23, l'échantillon est pris comme état final. W1, qui se trouve dans la même catégorie d'eau et ayant la même composition chimique que W2 est choisi pour être l'état initial.

Tableau 18. Etats et faciès chimiques de W23 et W1

	Etat initial	Etat final
Echantillon	W1	W23
Faciès chimique	Ca-HCO ₃	Ca-Na-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Contraintes: carbone, calcium, sodium, silice

Phases: CO_2 gaz, plagioclase, échange Ca/Na, kaolinite

Le modèle trouvé est

CO_2 gaz 0,27491

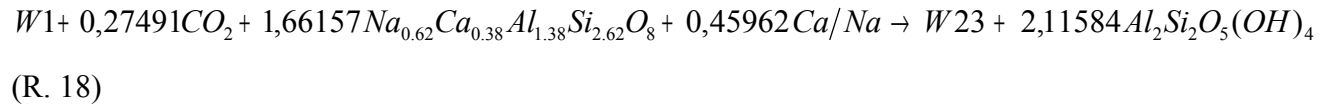
Plagioclase 1,66157

Echange Ca/Na 0,45962

Kaolinite -2,11584

Le modèle traduit une altération du plagioclase, libérant du calcium et du sodium dans la solution et faisant augmenter les concentrations des deux ions dans W23. Ceci est en accord avec les données chimiques des deux échantillons. De plus, il y a un échange cationique où le calcium est retenu par l'échangeur et le sodium est libéré. Le degré d'échange étant largement inférieur au degré d'altération, le calcium reste dominant, donnant un état final de type Ca-Na-HCO₃. Le bicarbonate est formé à la fois par réaction de CO_2 entrant dans le système et par le phénomène d'altération. Le signe négatif signifierait que la kaolinite est un produit de la réaction (en accord avec le processus d'altération).

Le modèle semble ainsi représenter le système réel.



Pour le couple (W7, W3)

Les deux échantillons appartiennent au groupe 1. Pour ce groupe, il n'existe pas de corrélation positive entre Ca^{+2} et SiO_2 . Entre (Na^+ et SiO_2), et (Mg^{+2} et SiO_2), les corrélations sont moyennes. Entre K^+ et SiO_2 , elle est inexistante. Les IS de W3 par rapport à la calcite et à la dolomite sont -0,133 et -0,389 respectivement. La faible valeur d'IS par rapport à la dolomite indiquerait l'absence du minéral. La calcite, par contre pourrait être la source du calcium dans W3.

Tableau 19. Etats et faciès chimiques de W7 et W3

	Etat initial	Etat final
Echantillon	W7	W3
Faciès chimique	Ca-K-Mg-HCO ₃	Ca-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Contraintes: carbone, calcium, magnésium, potassium

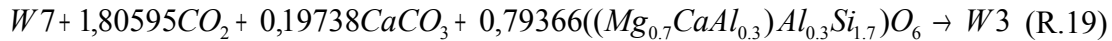
Phases: CO₂ gaz, feldspath potassique, calcite, pyroxène

Le modèle trouvé est

CO ₂ gaz	1,80595
Feldspath potassique	-0,25060
Calcite	0,19738
Pyroxène	0,79366

Le modèle traduit l'absence d'altération de feldspath potassique, ce qui diminuerait la concentration de K^+ dans W3. Par dissolution de la calcite et altération du pyroxène, les concentrations de Ca^{+2} et de Mg^{+2} augmentent dans W3. Ces processus sont en accord avec les données chimiques de W7 et W3. Le calcium reste dominant quoique la concentration du magnésium augmente car le transfert de masse du pyroxène est largement supérieure à celui de la calcite (l'altération du pyroxène libère à la fois du calcium et du magnésium). Le pyroxène a été identifié dans les basaltes à olivine et les anorthoses localisés dans la zone d'étude.

Le modèle semble représenter le système réel.



Pour le couple (W20, W24)

Les deux échantillons appartiennent au groupe 2 dont une minéralisation par altération des minéraux silicatés a été supposée. Pour W24 cependant, les IS par rapport à la calcite et à la dolomite sont 0.176 et 0.026 respectivement, impliquant la présence de ces minéraux dans le système aquifère.

Tableau 20. Position et faciès chimiques de W20 et W24

	Etat initial	Etat final
Echantillon	W20	W24
Faciès chimique	Ca-Na-Mg-HCO ₃	Ca-Na-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN

Contraintes : carbone, magnésium, calcium, sodium

Phases : CO₂ gaz, dolomite, calcite, plagioclase

Un seul modèle a été trouvé, avec :

CO₂ gaz 4,55303

Dolomite 0,13114

Plagioclase 2,94502

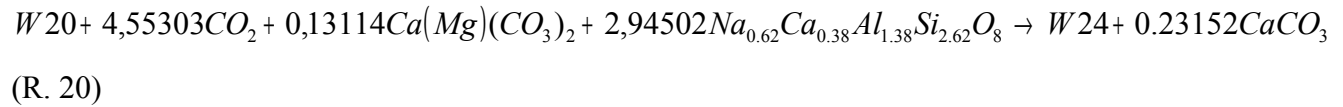
Calcite -0,23152

Le modèle semble représenter le système naturel. Il y a dissolution de plagioclase et même temps précipitation de la calcite. La précipitation est relativement faible par rapport à la dissolution et les rapports Ca/Na des deux échantillons sont approximativement égales (1,32 et 1,11 pour W20 et W24 respectivement). Le phénomène de dissolution est assez forte (2,94502), les concentrations de Ca⁺² et Na⁺ de W24 sont relativement élevées (plus du double) par rapport à celles de W20.

Il y a également dissolution de dolomite, et la concentration de Mg de W24 est supérieure par rapport à celle de W20. Cependant, la dissolution de dolomite est relativement faible par rapport à celle de plagioclase, ce qui fait que la concentration du Mg est nettement inférieure par rapport à celles de Ca⁺² et Na⁺. Par conséquent, Mg n'apparaît pas dans le faciès chimique de W24.

La concentration du bicarbonate de W24 est largement supérieure à celle de W20 (463 et 181 mg/l respectivement). Ceci est dû à la forte CO_2 gaz entrant dans le système.

La réaction serait



Pour le couple (W12, W9)

Les deux échantillons sont les plus minéralisés parmi les eaux collectées. W9 a une valeur de CE relativement élevée (6 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$) tandis que celle de W12 (2 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$) est très légèrement supérieure à la norme (2 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les IS par rapport à la calcite et à la dolomite sont tous positifs (0,315 et 0,753 respectivement), indiquant la présence des minéraux dans l'aquifère. Par contre, pour W9, l'IS par rapport à la dolomite est négatif. Le minéral serait absent dans l'aquifère.

Le tableau 21 définit les positions et les faciès chimiques des deux échantillons.

Tableau 21. Position et faciès chimiques de W12 et W9

	Etat initial	Etat final
Echantillon	W12	W9
Faciès chimique	Ca-Na-Mg-Cl	Na-Cl

Source : Madagascar-INSTN

Pour les deux échantillons, la géochimie classique a permis d'écarter une minéralisation par altération de minéraux silicatés. De plus, l'hypothèse de source additionnelle de sodium a été évoquée pour W9. Par conséquent, les paramètres choisis pour la modélisation sont les suivants :

Contraintes: carbone, magnésium, calcium, sodium, chlore

Phases: CO_2 gaz, dolomite, calcite, NaCl, échange Ca/Na, échange Mg/Na, albite

13 modèles ont été trouvés

Modèle 1

CO_2 gaz -4,00317

Dolomite -2,77186

Calcite 12,11215

NaCl 20,99912

Echange Ca/Na 5,5186

Modèle 2

CO₂ gaz -4,00317

Dolomite 2,74681

Calcite 1,07481

NaCl 20,99912

Echange Mg/Na 5,51867

Modèle 3

CO₂ gaz 1,51550

Dolomite -2,77186

Calcite 6,59348

NaCl 20,99912

Albite 11,03734

Modèle 4

CO₂ gaz -4,00317

Dolomite 3,28422

NaCl 20,99912

Echange Ca/Na -0,53741

Echange Mg/Na 6,05608

Modèle 5

CO₂ gaz 8,10898

Dolomite -2,77186

NaCl 20,99912

Echange Ca/Na -6,59348

Albite 24,22430

Modèle 6

CO₂ gaz -5,07798

Dolomite 3,82162

NaCl 20,99912

Echange Mg/Na 6,59348

Albite -2,14962

Modèle 7

CO₂ gaz -4,00317

Calcite 6,56843

NaCl 20,99912

Echange Ca/Na 2,74681

Echange Mg/Na 2,77186

Modèle 8

CO₂ gaz -1,25636

Calcite 3,82162

NaCl 20,99912

Echange Mg/Na 2,77186

Albite 5,49362

Modèle 9

CO₂ gaz 2,56526

NaCl 20,99912

Echange Ca/Na -3,82162

Echange Mg/Na 2,77186

Albite 13,13686

Modèle 10

Dolomite -2,77186

Calcite 8,10898

NaCl 20,99912

Echange Ca/Na 1,51550

Albite 8,00634

Modèle 11

Dolomite	-1,25636
Calcite	5,07798
NaCl	20,99912
Echange Mg/Na	1,51550
Albite	8,00634

Modèle 12

Dolomite	1,28263
NaCl	20,99912
Echange Ca/Na	-2,53899
Echange Mg/Na	4,05449
Albite	8,00634

Modèle 13

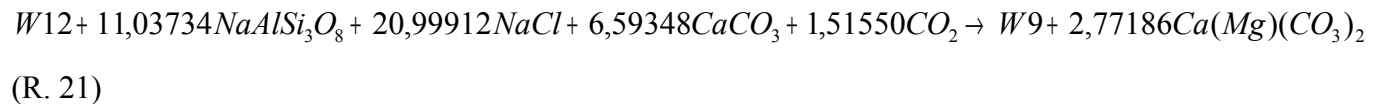
Calcite	2,56526
NaCl	20,99912
Echange Ca/Na	-1,25636
Echange Mg/Na	2,77186
Albite	8,00634

Les modèles 1, 2, 4, 6, 7, 8 ne peuvent pas représenter le système réel car il y a un dégagement de gaz carbonique, ce qui n'est pas probable pour une nappe libre et un puits semi-moderne. Les modèles 9, 12, et 13 sont également irréalistes. Pour ces trois modèles, le sodium serait retenu par l'échangeur et le calcium serait libéré dans la solution par échange Ca/Na. En même temps, l'anion serait libéré et le magnésium serait retenu par l'échangeur par échange Mg/Na. La probabilité pour que de tels processus prenne place est très faible. Pour le modèle 5, le degré d'altération de l'albite est supérieur à celui de la dissolution de halite, alors que W9 est de type chloruré sodique. Le modèle ne pourrait pas représenter la réalité. Pour le modèle 11, la dolomite se précipite alors que le magnésium est également retenu par l'échangeur. Ceci est improbable. Le modèle 10 semble être réaliste mais ne reflète pas la présence de contact avec le CO₂ atmosphérique.

Ainsi, c'est le modèle 3 qui pourrait le mieux représenter la réalité : la précipitation de la dolomite ferait diminuer la concentration du magnésium dans W9 (10,7 mg/l par rapport à 78

mg/l dans W12). Il y a dissolution de calcite, de halite et altération de l'albite qui sont à l'origine du sodium, calcium, et bicarbonate. La dissolution de calcite ferait augmenter la concentration du calcium dans W9 (382 mg/l par rapport à 230 mg/l dans W 12). Le degré de dissolution d'halite étant largement supérieur au degré de dissolution de calcite, le sodium domine sur le calcium. De plus, l'altération de l'albite libère également du sodium. W9 est de type chloruré sodique par dissolution d'halite libérant du chlorure. En effet, l'altération de l'albite et le CO₂ atmosphérique entrant dans le système qui sont les sources du bicarbonate sont dominées par la dissolution d'halite.

La réaction serait:



Pour W9, l'altération de l'albite qui libère également du sodium ferait varier le rapport molaire Na/Cl.

La modélisation géochimique a permis de clarifier et d'approfondir les processus de minéralisation des eaux superficielles:

- de la côte est vers le centre ouest, la composition chimique des eaux évoluerait par dissolution du gypse et de l'olivine, à l'origine du magnésium, du calcium et du sulfate. Le phénomène serait accompagné d'un échange cationique retenant le calcium dans l'échangeur et libérant le sodium dans la solution. Le calcium reste cependant dominant car le processus de dissolution l'emporte sur l'échange cationique.

En se rapprochant de l'océan, le calcium et le sodium seraient libérés dans la solution par altération de plagioclase, également accompagnée d'un faible échange cationique retenant le calcium dans l'échangeur et libérant le sodium dans la solution. Le degré de l'échange étant faible, le calcium reste dominant. La calcite se précipiterait et la source de magnésium serait l'altération du pyroxène.

En arrivant presque à proximité de la mer. C'est l'altération de l'anorthite qui libérerait le calcium dans l'eau. Les eaux sont de type bicarbonaté calcique.

- du nord-ouest au sud-est, il y aurait une forte dissolution de plagioclase et une faible dissolution de dolomite. En même temps, la calcite se précipiterait. Les eaux sont de type bicarbonaté calco-sodique.
- du nord au sud, ce serait la dissolution d'halite qui domine largement sur la dissolution de calcite et l'altération de l'albite. Les eaux sont de type chloruré sodique.

6.2.1.4. Isotope

Sr, un métal alcalino-terreux, a quatre isotopes naturels : ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr , et ^{88}Sr . Seul ^{87}Sr est radioactif, lui-même fils du métal alcalino-terreux radioactif ^{87}Rb par désintégration beta. Le Sr présent dans l'environnement est ainsi la somme du Sr initialement présent pendant la création de la terre et du Sr fils, produit par désintégration radioactive du ^{87}Rb .

La variation de l'abondance relative du ^{87}Sr est communément exprimée par le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ car ^{86}Sr est un isotope dont l'abondance est constante [65].

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ au temps présent dans un minéral contenant du Sr est exprimé par :

$$\left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_{\text{temps présent}} = \left(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\right)_{\text{initial}} + \left(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}\right)_{\text{temps présent}} \left(e^{\lambda t} - 1\right) \quad (6.5)$$

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est largement utilisé dans l'étude de l'interaction eau-roche des eaux souterraines. En effet, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est caractéristique de chaque minéral dû à la variation de l'isotope radioactif ^{87}Sr suivant la nature du minéral, variation résultant des âges différents, du rapport Rb/Sr, et du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial. Aussi, des minéraux de nature différente libèrent du Sr par dissolution à des taux différents, faisant varier le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ainsi, on peut distinguer les sources des eaux souterraines suivant la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: le rapport est similaire pour les eaux de même origine et différent dans le cas contraire.

Les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de puits varient de 0,710903 à 0,716912 et se trouvent dans l'intervalle des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches sédimentaires détritiques, roches métamorphiques et la plupart des roches granitiques 0,703-0,725 [64]. Ces valeurs semblent confirmer une contribution importante de la dissolution des minéraux silicatés dans la minéralisation des eaux souterraines. En effet, les eaux provenant des aquifères carbonatés tendent à avoir un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faible, voisin de 0,709 [66].

En particulier, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la calcite au temps de sa déposition, se rapproche du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de l'eau de mer qui se trouve entre 0,703, celui des roches basaltiques hydrothermales ;

et 0,7119, celui des eaux de ruissellement continentales [65]. Un échantillon W16, a montré par les études géochimiques une contribution marine, tandis que W9 acquerrait sa minéralisation par dissolution d'halite. Ces deux échantillons ont des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre 0,703 et 0,7119, confirmant la présence de source marine qui réduirait le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ces eaux (dissolution de minéraux silicatés + source marine externe). La contribution marine serait l'infiltration rapide des aérosols marins (moins radioactifs et par conséquent de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faible) [65] à travers les aquifères sableux.

D'après les études géochimiques, il existe trois groupes d'eau qui se comporteraient de manière identique :

- groupe 1 composé de (W1, W2, W3, W4, W5, W7 et W19)
- groupe 2 composé de (H1, W6, W17, W20, W22, W23, et W24), et
- groupe 3 composé de (W8, W15, W18 et W21)

Pour le groupe 1, seuls (W3, W4, et W5) possèdent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presque similaires (0,711835 ; 0,711855 ; et 0,711859 respectivement) et leurs compositions chimiques sont identiques (bicarbonaté calcique). De plus, les trois échantillons ont été collectés dans des puits adjacents et seraient des eaux de même origine et en communication.

Pour W2 et W7, les valeurs sont plus élevées mais proches (0,713857 et 0,713809 respectivement). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de W19 n'est pas disponible mais sa composition chimique est identique à celle de W7.

La modélisation géochimique a permis de supposer l'absence de feldspath potassique dans l'aquifère de W3 par rapport à celui de W7, faisant diminuer la concentration du potassium dans W3. Ceci semble être confirmé par les valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des deux échantillons. En effet, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est plus élevé quand des minéraux radioactifs tels que du feldspath potassique sont présents ou leur teneur dans la roche est plus élevée, faisant augmenter le taux du ^{87}Sr radioactif.

Contrairement à W3, W4 et W5 ; W1 et W15 ne sont pas des eaux de puits voisins mais les deux échantillons possèdent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presque identiques (0,712277 et 0,712661 respectivement). Les compositions chimiques des deux eaux sont également différentes, Ca-HCO_3 pour W1 et $\text{Na-NO}_3\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ pour W15. Ceci est dû à la concentration de nitrate élevée de W15, transformant le faciès chimique de celui-ci. Les deux eaux pourraient provenir d'une même source ou en communication : de la zone A à laquelle appartient W15, elle s'écoule vers

l'ouest et est captée dans la zone B, où son écoulement serait dévié vers le sud par la présence des failles D1 et D2. Or, entre la zone C qui s'ensuit et la zone B, il existe une bonne propagation des pressions et les deux zones constitueraient une seule unité [40]. En outre, W1 se trouve à une altitude de 7 m tandis que W15 est à 185 m. On en déduit que W15 pourrait émerger en W1.

Les teneurs en tritium des deux échantillons (1,73 UT pour W15 et 1,58 UT pour W1), qui diminuent par désintégration radioactive de W15 à W1, semblent confirmer l'hypothèse ci-dessus. De plus les deux échantillons présentent des signatures en isotopes stables approximativement égales ($\delta^{18}\text{O}$ de -4,57 ‰ et -4,22 ‰ pour W1 et W15 respectivement).

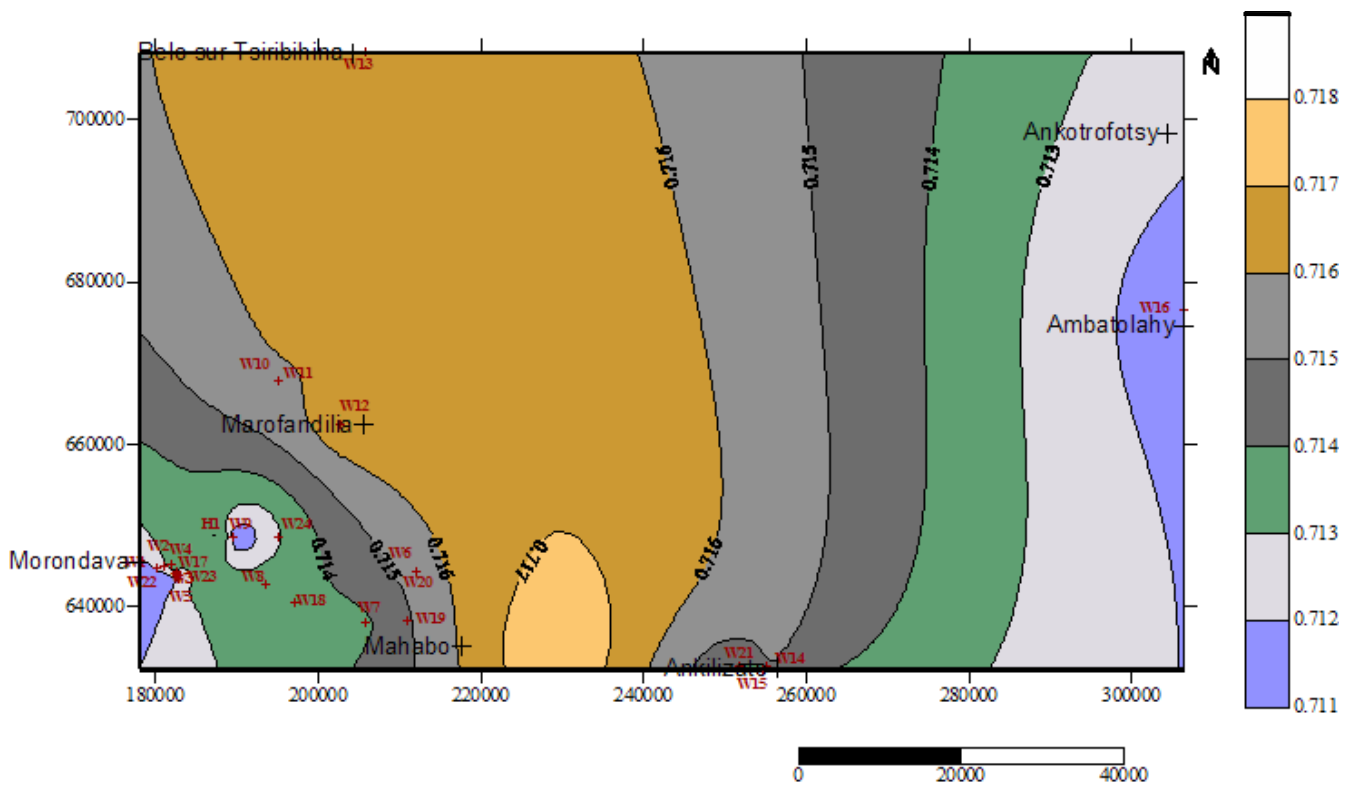


Figure 45. Distribution du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de puits, obtenue par interpolation à partir des données de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ disponibles

Pour le groupe 2, (W17, W22, W23, et W24) se trouvent dans le même intervalle de variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,712-0,713) (figure 45). Ceci pourrait confirmer les résultats de la géochimie qui supposait que ces eaux se comporteraient de manière identique.

H1, W6 et W20 possèdent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevés. Ceci serait en accord également avec les études géochimiques. En effet, la modélisation géochimique du couple (W23, W20) a permis

d'envisager une dissolution de plagioclase dans W23 par rapport à W20, ce qui diminuerait le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de W23 car le plagioclase est un minéral non radioactif.

Pour le groupe 3, (W8, W18, et W15) se trouvent dans le même intervalle de variation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,713-0,714). Pour W21, le rapport serait légèrement supérieur. Ceci serait dû à la dissolution de calcite dans W18 par rapport à W21 (la calcite ayant un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faible).

Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de puits augmente quand on va plus à l'intérieur du continent. Vers le centre jusqu'à l'extrémité Est de la zone d'étude, le rapport diminue jusqu'à une valeur identique à celle des eaux de puits proches de l'océan. Ceci pourrait être expliqué par la composition chimique de W16 (qui se trouve à l'extrémité Est de la zone d'étude), dont une contribution marine a été supposée (rapport Na/Cl identique à l'eau de mer, et point se trouvant sur la courbe de dilution de l'eau de mer). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,710903) de W16 reflète également cette contribution marine, de même que la composition des isotopes stables (figure 46), où W16 se situe clairement presque au milieu de la courbe de dilution de l'eau de mer.

La composition des isotopes stables indiquerait de l'évaporation avant infiltration aussi bien pour les eaux de puits équipés que pour les eaux de puits non équipés.

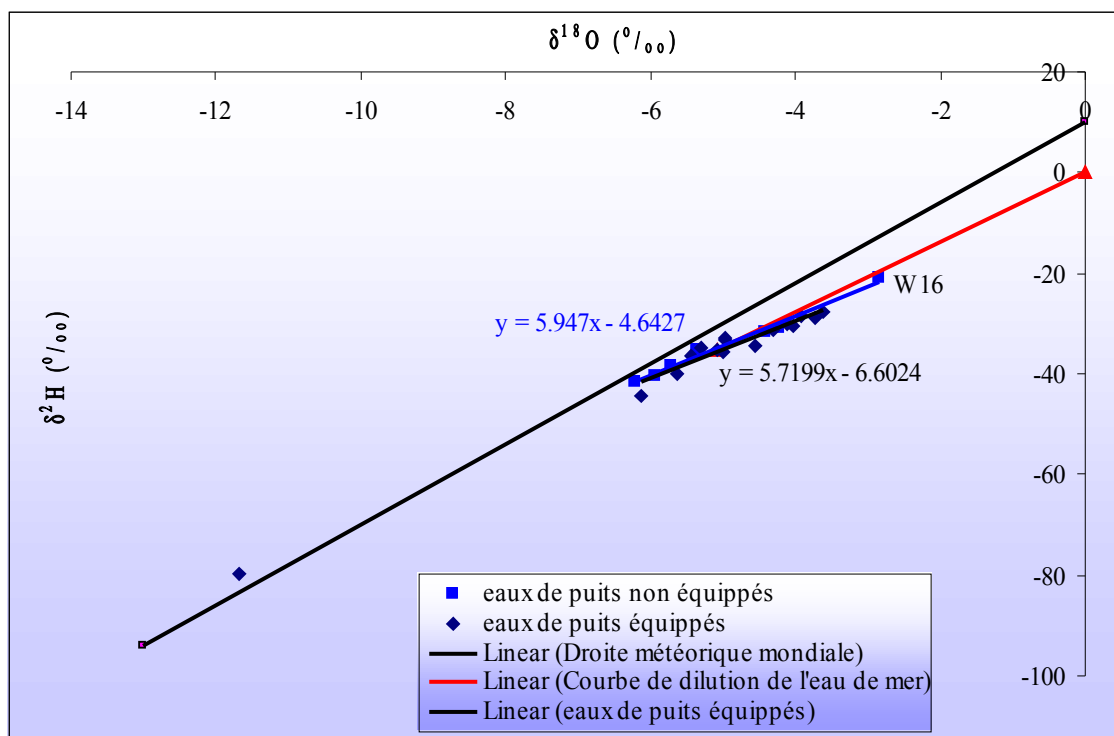


Figure 46. Composition des isotopes stables des eaux de puits

Pour les deux types d'eau, il n'y pas de corrélation positive entre ^{18}O et Cl^- (figure 47). Ceci indiquerait que l'évaporation ne joue pas un rôle majeur dans la minéralisation des eaux de puits [67]. Les eaux ayant des concentrations en chlorure élevées ne sont pas enrichies en ^{18}O . La ligne verticale formée par les eaux de puits non équipés représenterait plutôt « une eau douce + sel » [68] et/ou une dissolution de minéraux (le phénomène de dissolution ne fait pas varier la teneur en isotope stable). Cette hypothèse est également observée en reliant le STD avec le tritium (figure 48).

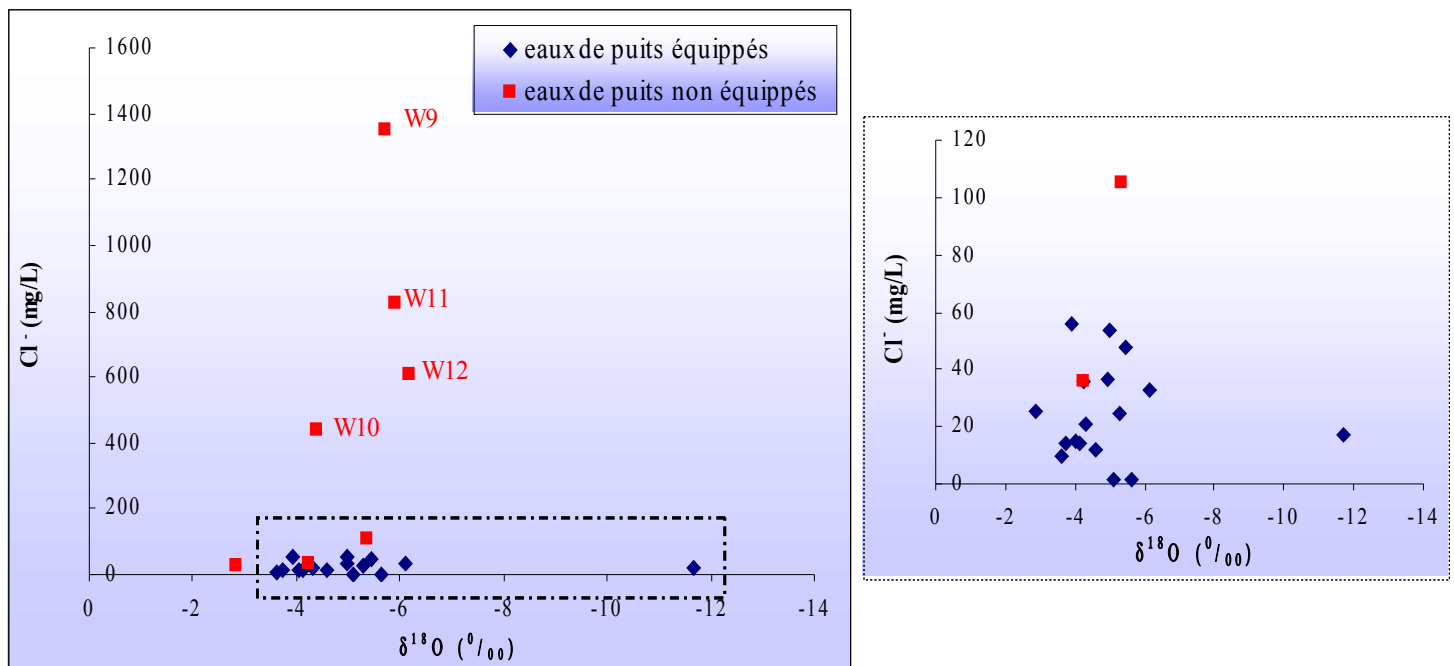


Figure 47. Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et Cl^- des eaux de puits

Les teneurs en tritium des eaux de puits sont pour la plupart supérieure à 1 UT (figure 48), indiquant des eaux rechargées après 1953, c'est à dire relativement jeunes. Les eaux de puits seraient ainsi diluées et les STD sont pour la plupart faibles et moyennes. Pour les eaux ayant des STD élevés, les taux de tritium sont relativement faibles (0,24 et 0,25 UT), et seraient ainsi des eaux anciennes. Ceci pourrait confirmer une minéralisation des eaux par des processus internes à l'aquifère. Notamment, plus le temps de contact entre les eaux et les roches encaissantes est long, plus les eaux sont minéralisées car le processus de dissolution des minéraux est favorisé. La figure entre le STD et le tritium illustre cette hypothèse. Deux points ont néanmoins des aspects particuliers : W9 et W12. Les deux échantillons sont fortement minéralisés (en particulier W9) et semblent être des eaux récentes. Ainsi, pour ces eaux, le phénomène de dissolution ne serait pas interne au système mais prendrait place après lessivage par les précipitations de dépôts salins sur la surface du sol. Le phénomène de lessivage est favorisé par la bonne conductivité hydraulique des aquifères sableux dans lesquels sont captés W9 et W12.

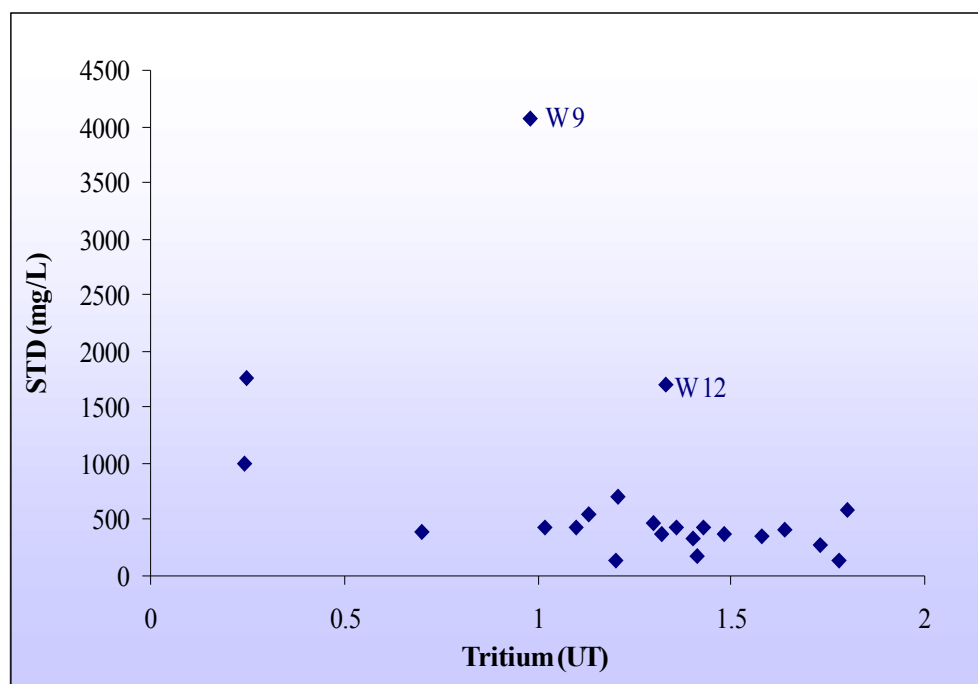


Figure 48. Relation entre le STD et le tritium des eaux de puits

6.2.2. Nappes moyennes et profondes captées par les forages

Les nappes moyennes et profondes sont captées par les forages. Dix huit échantillons collectés à partir de sites différents constituent les eaux de forages. Comme pour les eaux de puits, quelques points d'eau ont été re-échantillonnés au cours de l'étude, mais une variation temporelle des concentrations des ions majeurs n'est pas constatée comme il le devrait. Ainsi, seules les eaux provenant de forages différents sont utilisés. Parmi les forages échantillonnés, quatre sont artésiens dont les débits sont largement élevés par rapport aux forages non artésiens [40]. La profondeur des forages visités varie de 40 à 88 m dont les crépines se situent en général à partir de 40 m à 50 m. Les formations rencontrées à ces niveaux, qui représentent le système aquifère, varient du sable argileux, du sable moyen à grossier parfois graveleux, et du grès de l'Eocène Inférieur [40].

6.2.2.1. Hydrogéochimie

Les eaux sont réparties en 5 groupes suivant l'intervalle de variation du STD. Le diagramme de Schoeller a été utilisé pour déterminer le faciès chimique de chaque groupe d'eaux échantillonnées.

Pour $130 < \text{STD} < 166 \text{ mg/L}$, deux types chimiques différents ont été observés:

- B9 et B18 sont de type Ca-Na-HCO₃.
- B2 est de type Ca-Mg-Na-HCO₃

Pour 210 < STD < 280 mg/L, quatre types chimiques différents ont été déterminés:

- B3 est de type Ca-Na-Mg-HCO₃
- B6 est de type Ca-Na-Mg-HCO₃-Cl-SO₄
- B8 est de type Ca-Mg-HCO₃
- B10 est de type Ca-Na-HCO₃

Pour 335 < STD < 380 mg/L, les eaux échantillonnées sont toutes de type différent:

- B1 est de type Na-Ca-Mg-HCO₃-SO₄-Cl
- B4 est de type Ca-Na-Mg-HCO₃-Cl-SO₄
- B7 est de type Na-Mg-HCO₃-Cl-SO₄
- B12 est de type Na-HCO₃-Cl
- B13 est de type Na-Cl-HCO₃
- B17 est de type Ca-Na-Mg-Cl-HCO₃

Pour 430 < STD < 725 mg/L, trois types chimiques différents ont été déterminés:

- B5 est de type Na-Cl-HCO₃
- B11 est de type Ca-Na-Mg-HCO₃-Cl
- B14 est de type Ca-Na-Mg-Cl.

Pour 1300 < STD < 1450 mg/L, les eaux échantillonnées (B15 et B16) sont de même type Na-Mg-Ca-Cl

Contrairement à ceux des eaux de puits, les diagrammes de Schoeller des eaux de forages montrent des courbes parallèles et étroites, traduisant une petite variation des concentrations des ions majeurs dans un même intervalle de STD. De plus, une différence évidente entre les compositions chimiques des eaux n'est pas observée entre les eaux de STD faibles et celles de STD élevés. Ceci indiquerait une homogénéité du système aquifère profond dont les dépôts seraient de même composition ou cette dernière varie peu. Pour des valeurs de STD < 335 mg/L, Ca⁺² est le cation dominant quoiqu'une entière dominance sur les autres cations n'est cependant pas observée. Une augmentation parallèle des concentrations de Ca (qui reste dominant), Na et Mg est même constatée.

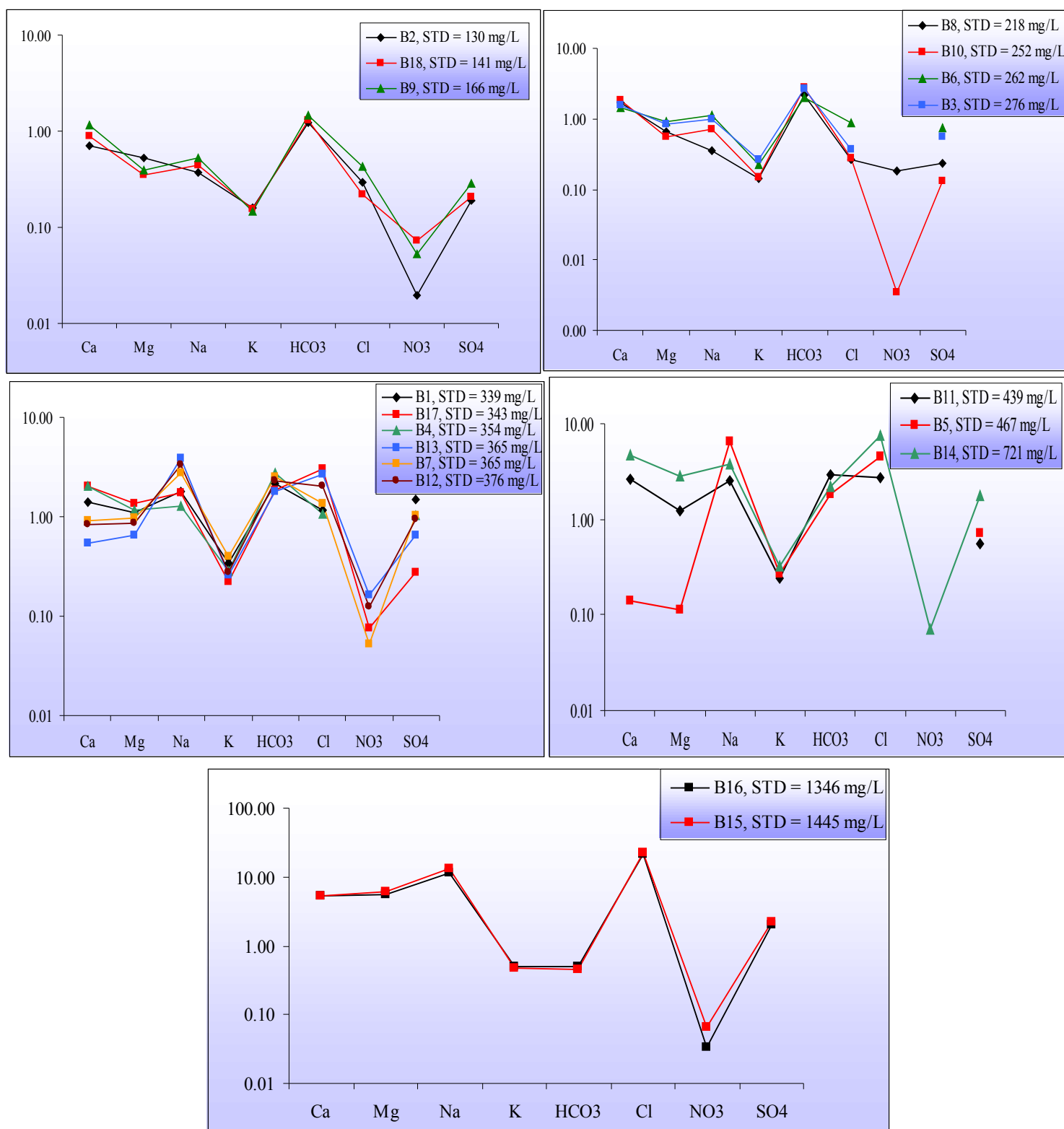


Figure 49. Diagramme de Schoeller des eaux de forages, suivant la valeur des STD (130-1445 mg/L). De la même manière, quoique Na⁺ soit dominant pour les eaux plus minéralisées, les concentrations de Mg⁺ et Ca²⁺ restent significatives.

Du côté des anions, HCO_3^- domine largement, sauf pour B6, pour des valeurs de STD < 335 mg/l. Au-delà de cette valeur, les concentrations de Cl^- et SO_4^{2-} deviennent plus importantes. Cl^- devient l'anion dominant, sauf pour B11, à partir de 365 mg/L de STD jusqu'à la valeur maximale mesurée.

Il semblerait qu'il y a une rapide évolution de la composition chimique pour les eaux des aquifères profonds, malgré un temps de résidence long et un temps de réaction lent. Ceci est aussi constaté dans le diagramme de piper (figure 50), où dans l'extrémité des eaux fraîches (ou de composition immature), les points sont rares sinon inexistants. La composition chimique des eaux évolue d'une nature déjà plus mature et prend deux directions différentes : (1) vers une composition chimique encore plus évoluée (Ca^{+2} et Cl^- sont le cation et l'anion dominant respectivement) dont l'origine serait des mélanges de différents processus, pour aboutir à une composition chimique évoluée et saline (Na^+ et Cl^- sont le cation et l'anion dominant respectivement) (2) directement vers une composition chimique évoluée et saline.

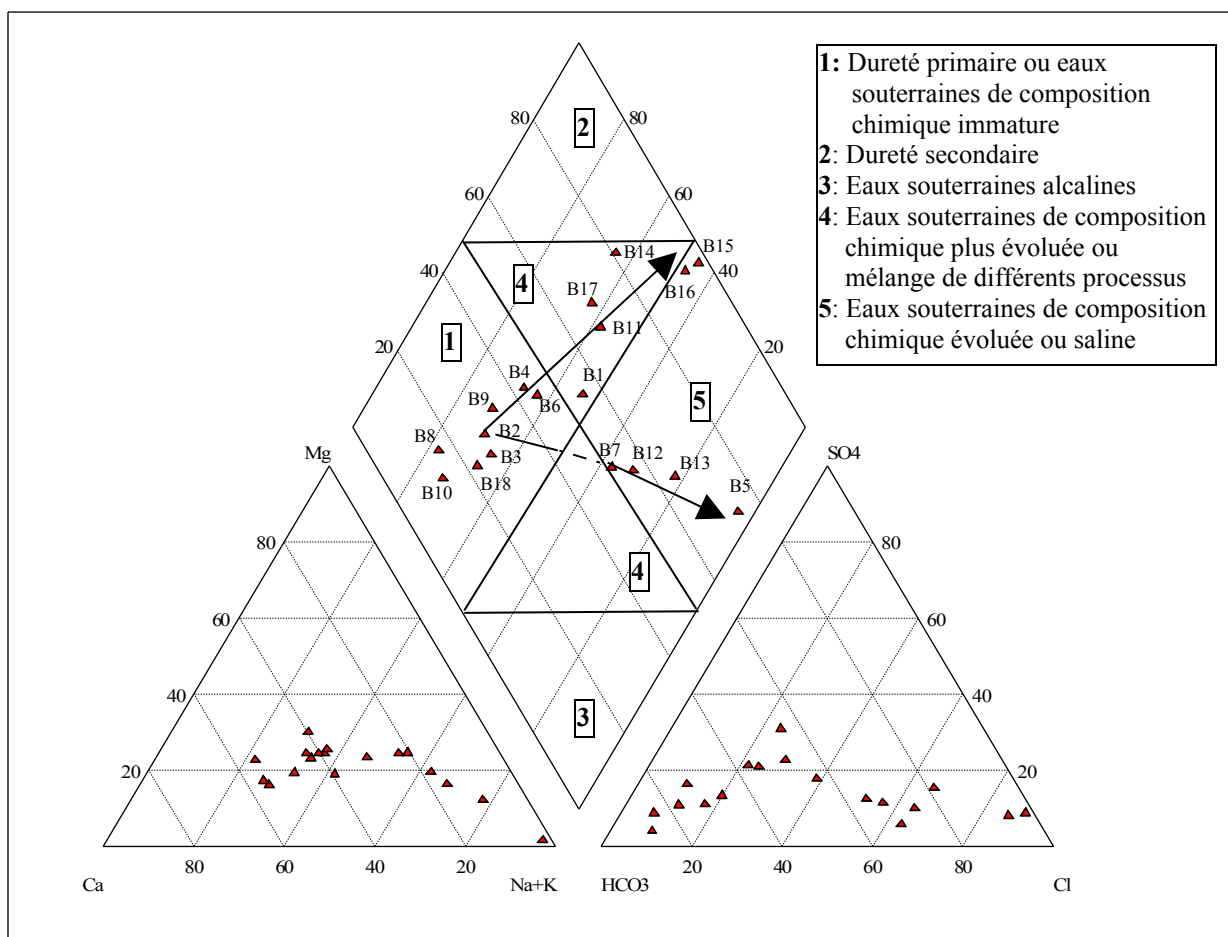


Figure 50. Diagramme de Piper des eaux de forage
 Caractérisation des eaux selon Walton, 1970 [56] et Allen et Suchy, 2001 [57]

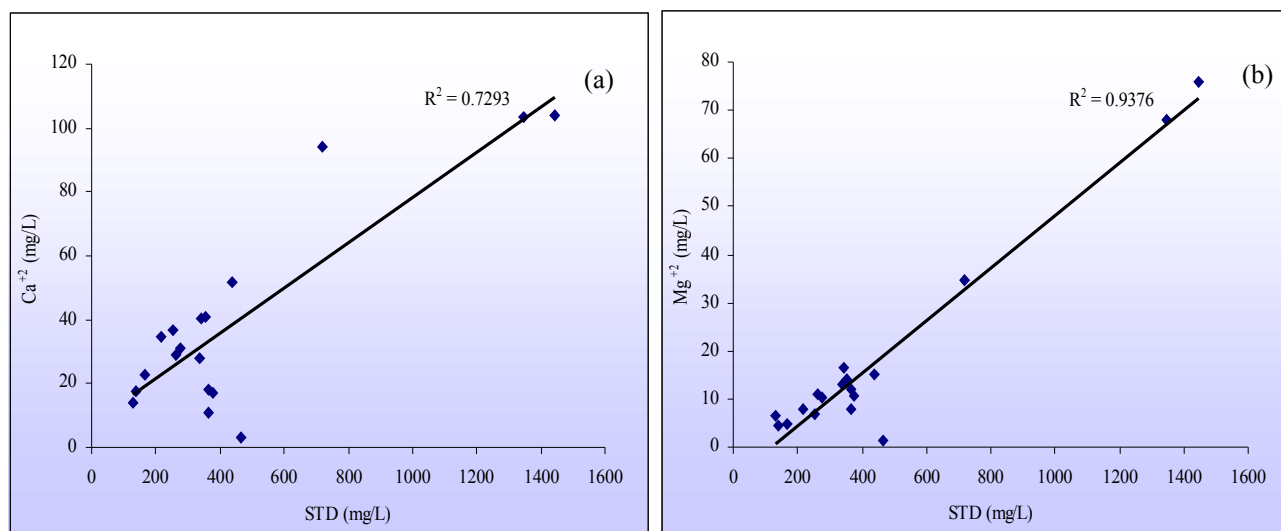
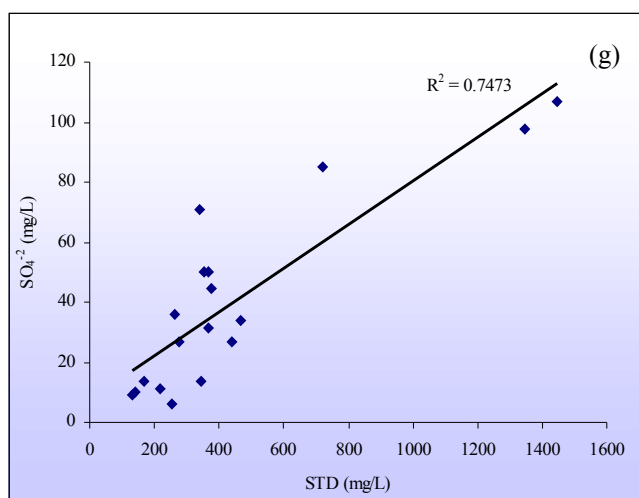
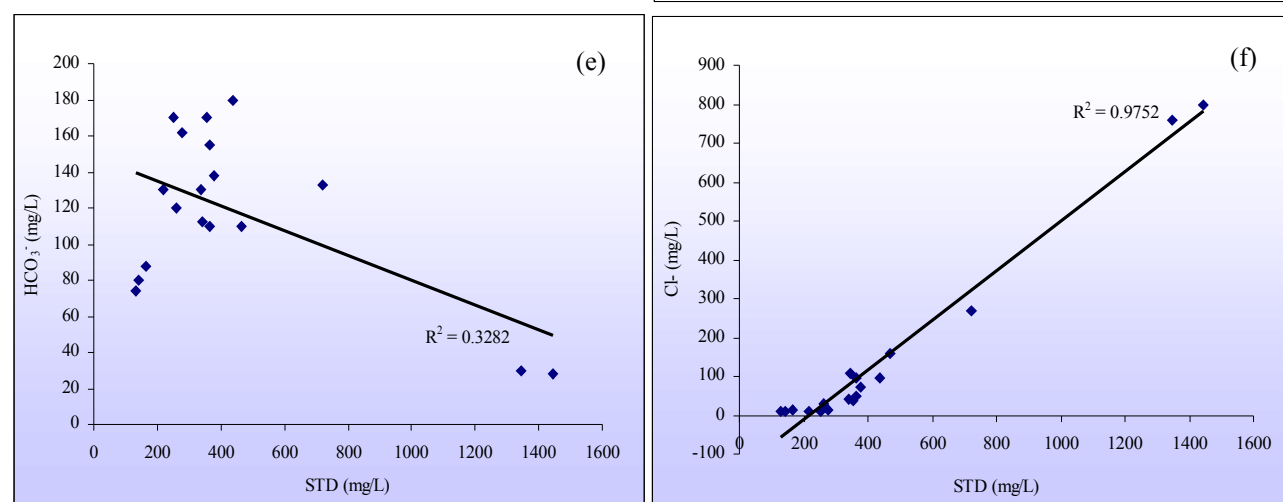
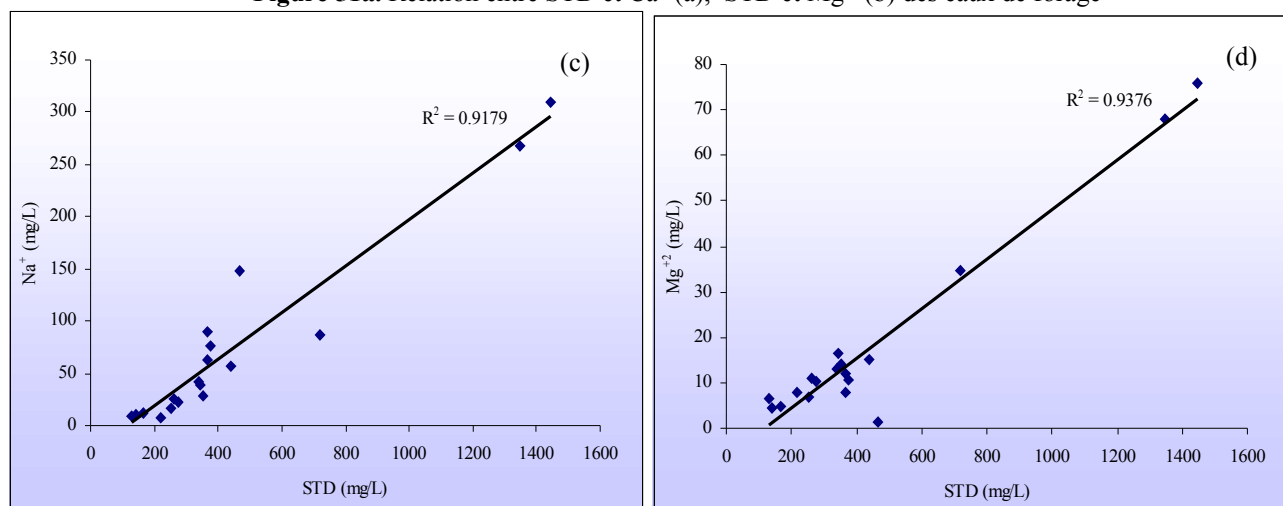


Figure 51a. Relation entre STD et Ca^{+2} (a), STD et Mg^{+2} (b) des eaux de forage**Figure 51b.** Relation entre STD et Na^+ (c), STD et K^+ (d), STD et HCO_3^- (e), STD et Cl^- (f), STD et SO_4^{-2} (g) des eaux de forage

Seuls le magnésium, le sodium et le chlore montrent une forte corrélation positive entre le STD, traduisant une implication significative de ces ions dans la minéralisation des eaux. La plus forte corrélation est celle du chlore et du STD, probablement due à la nature conservative du chlore. Néanmoins, cette bonne corrélation est reflétée dans le faciès chimique des eaux, dont la fréquence de contribution du chlore est très élevée, quoique l'anion ne soit pas dominant à STD faible. Le calcium, le potassium et le sulfate contribuent mais plus faiblement. Pour le bicarbonate, la contribution est minime.

Comme pour les eaux de puits, les graphes reliant le chlore et les autres ions, en particulier les cations, permettent de déterminer le comportement de ces ions.

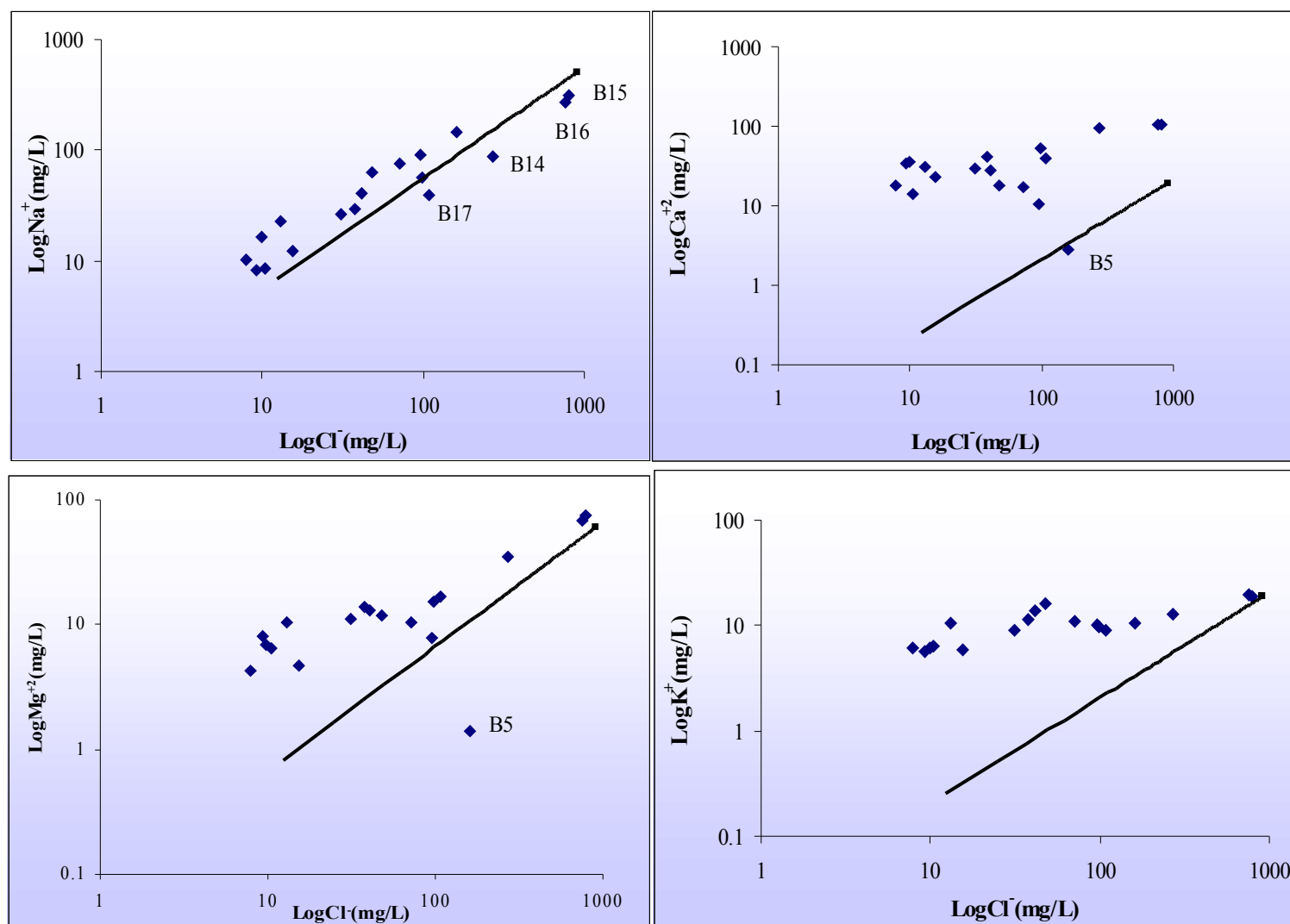


Figure 52. Relation entre le chlore et le sodium (a). Relation entre le chlorure et le calcium (b). Relation entre le chlore et le magnésium (c). Relation entre le chlorure et le potassium (d). Eaux de forage
La courbe représente la dilution de l'eau de mer correspondant à chaque couple d'ions.

B5, B14, B15, B16, et B17 montrent des excès d'ion chlorure et sont par conséquent déficitaires en Na. Ceci pourrait indiquer que la source de Na pour ces eaux n'est pas l'interaction eau roche. B11 se trouve sur la courbe de dilution de l'eau de mer, ce qui pourrait traduire une contribution marine. Pour les échantillons qui sont enrichis en cations majeurs par rapport à la courbe de dilution de l'eau de mer, des sources non-marines de ces cations pourraient être envisagées. Ces cations sont présents dans l'eau probablement par interactions eau-roche.

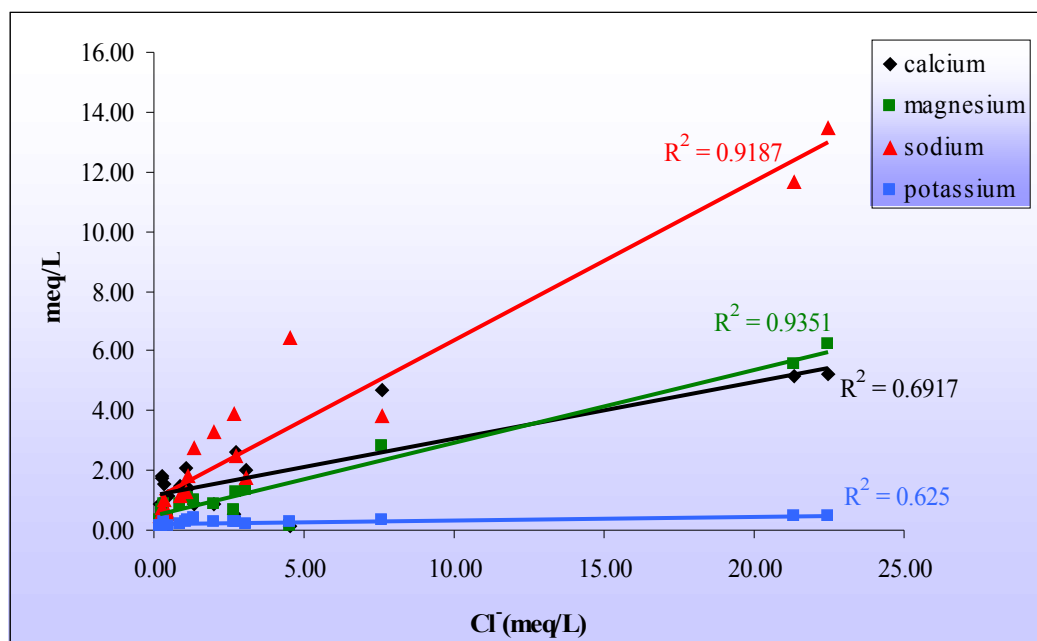


Figure 53. Relation entre les cations majeurs et le chlore pour les eaux de forage

Si le simple graphe reliant les cations majeurs avec le chlore est examiné, le sodium et le magnésium ont une corrélation positive avec le chlore. De telle corrélation indiquerait que quoique le magnésium ne soit pas conservatif, il peut se comporter de façon identique au chlore. Pour d'autres sources externes de magnésium entrant dans le système, comme l'arrivée d'une eau plus diluée ou plus concentrée en sodium, la concentration de l'ion reste constante ou se modifie très peu. Ainsi, le magnésium est présent dans l'eau par interaction de celle-ci avec des minéraux magnésiens, qui seuls contrôlent la concentration du cation dans l'eau. De plus, comme le sodium montre également une corrélation positive avec le chlore, le processus d'échange cationique entre les deux ions ne pourrait avoir lieu. Pour le calcium et le potassium, les

corrélations sont plus faibles. Trois cas peuvent être envisagés : (1) des processus autres que l'interaction eau-roche pourraient modifier les concentrations des deux cations (2) les eaux sont des eaux mélangées, par addition d'eau plus diluée ou plus concentrée en ces éléments, modifiant la concentration de ceux-ci (3) les eaux ne sont pas en équilibre avec le minéral contenant ces ions. Les isotopes et la modélisation géochimique clarifieraient ces hypothèses.

Les graphes reliant les cations majeurs avec la silice permettent de déterminer le type de minéral avec lequel les eaux sont en contact.

Pour la plupart des échantillons, il existe des bonnes corrélations positives entre les cations majeurs et SiO_2 (figure 54a et 54b). La plus forte corrélation est observée entre Ca^{+2} et SiO_2 et la plus faible entre Na^+ et SiO_2 .

Ces bonnes corrélations pourraient indiquer que les sources de ces cations sont l'altération de minéraux silicatés, dont la probabilité de présence de plagioclase calcique est élevée.

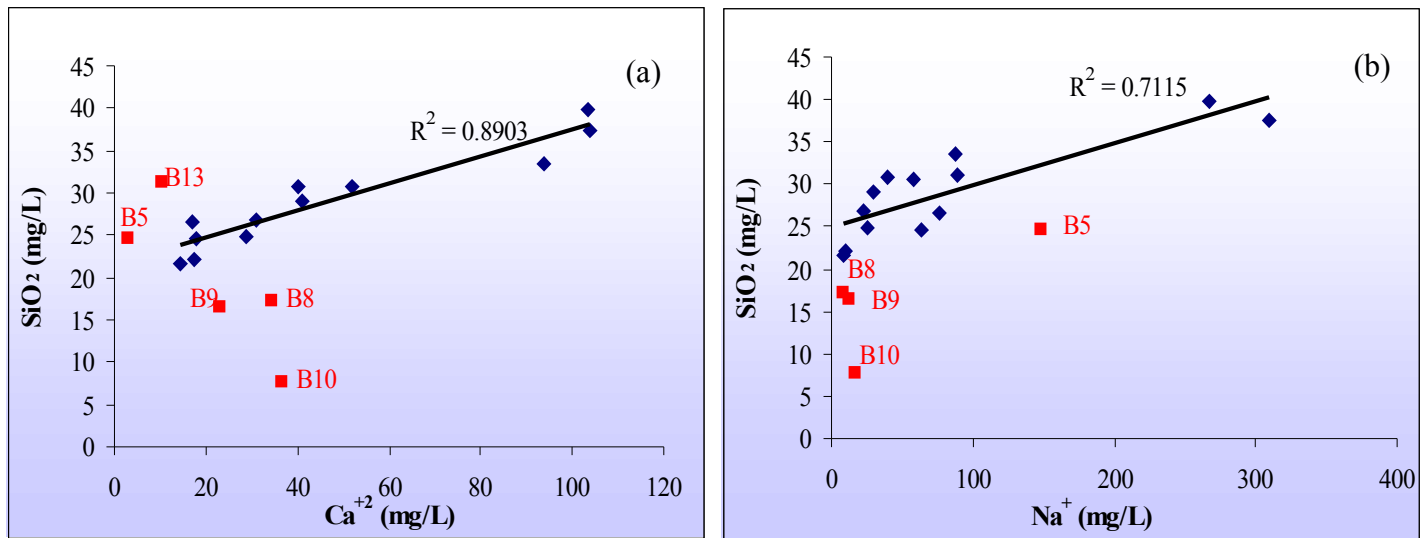


Figure 54a. Relation entre SiO_2 et Ca^{+2} (a), Relation entre SiO_2 et Na^+ (b)

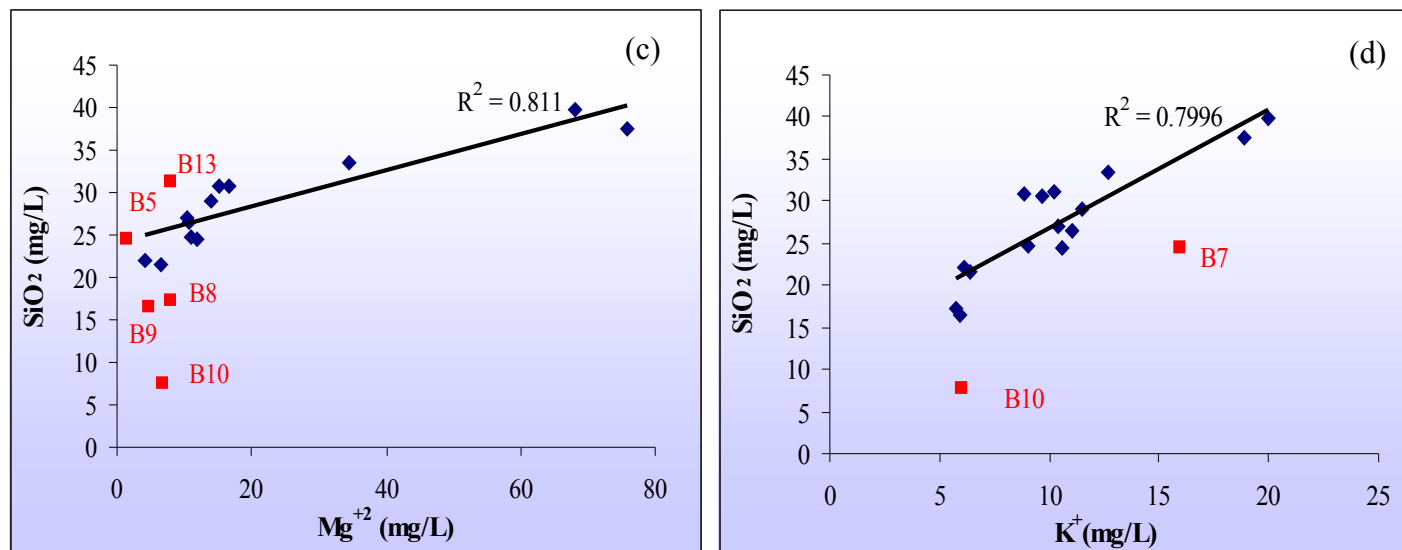


Figure 54b. Relation entre SiO_2 et Mg^{+2} (c). Relation entre SiO_2 et K^+ (d)

Pour certains échantillons, il n'existe aucune corrélation positive entre les cations majeurs et la silice. L'origine de ces cations ne serait pas l'altération de minéraux silicatés. Ces échantillons sont B5, B8, B9, B10 et B13. Dans la composition chimique de ces eaux, c'est le bicarbonate qui est l'anion dominant, sauf pour B13. Dans un tel système, qui est fermé à la pression atmosphérique et la probabilité de production de CO_2 par oxydation des matières organiques est faible, la source probable du bicarbonate et du calcium serait la dissolution de minéraux carbonatés. Cette dissolution serait accompagnée d'échange cationique faisant augmenter la concentration du sodium.

Outre la dissolution des minéraux silicatés ou carbonatés, d'autres processus devraient prendre place pour expliquer la présence du chlore et du sulfate dans la composition chimique de certains échantillons (B1, B7, B12, et B13). Ceci est mis en évidence dans le diagramme de Piper (figure 50), où B1 se trouve dans la catégorie des eaux minéralisées par mélange de différents processus, et (B7, B12 et B13) dans la catégorie des eaux évoluées de type saline.

La modélisation géochimique clarifierait ces mécanismes, de même pour (B5, B14, B15, B16 et B17) dont des excès en ion chlorure ont été observés.

6.2.2.2. Modélisation géochimique

Comme pour les eaux de puits, deux directions sont choisies pour déterminer l'évolution ou le changement de la composition chimique des eaux souterraines :

- d'est en ouest (rapprochement progressive vers l'océan)
- de nord au sud

D'est en ouest, les points choisis sont : (B2, B8) ; (B9, B3) ; (B1, B7)

De nord au sud, les points choisis sont : (B10, B14) ; (B15, B4)

Pour le couple (B2, B8)

Tableau 22. Etats et faciès chimiques de B2 et B8

	Etat initial	Etat final
Echantillon	B2	B8
Faciès chimique	Ca-Mg-Na-HCO ₃	Ca-Mg-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN

Par la géochimie, B2 appartient au groupe d'eaux dont la minéralisation serait due par altération des minéraux silicatés. Ceci est d'autant plus probable car B2 provient d'un forage artésien, et même si la calcite est présente au niveau du sol, le lessivage ne pourrait atteindre l'aquifère. B8 est captée dans du sable moyen graveleux, et même si la géochimie supposait une dissolution de minéraux carbonatés comme source de cations et de bicarbonate, la possibilité d'une dissolution de minéraux silicatés n'est pas à écarter. En effet, les SI des deux échantillons par rapport à la calcite et à la dolomite sont tous négatifs, ce qui pourrait traduire l'absence de ces minéraux dans le système aquifère. Le processus d'altération pourrait être accompagné d'échange cationique entre Ca⁺² et Na⁺. Les paramètres de modélisation sont les suivants:

Contraintes : sodium, calcium, magnésium, silice

Phases : plagioclase, pyroxène, kaolinite, échange Ca/Na,

Un seul modèle a été trouvé

Echange Ca/Na -0,19291

Kaolinite -0,82982

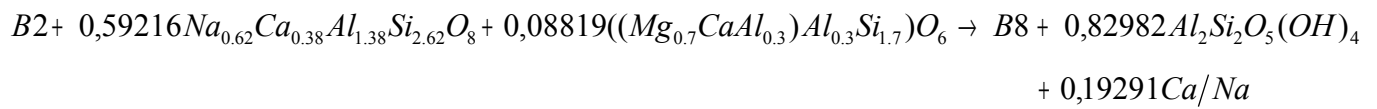
Plagioclase	0,59216
Pyroxène	0,08819

Le modèle indique une altération du plagioclase et du pyroxène accompagnée d'un échange cationique qui retient le sodium dans l'échangeur et libère le calcium. C'est l'altération du pyroxène qui apporte le magnésium dans la solution. La faible valeur du degré d'altération expliquerait la faible concentration du magnésium dans B8. Par altération du plagioclase, le sodium et le calcium sont présents dans la solution. Ce dernier processus étant plus fort, le calcium devient dominant car l'échange cationique retient le sodium. Quoique le processus soit assez faible, l'altération du plagioclase et du pyroxène feraient augmenter la concentration du calcium de telle manière que la différence entre celle de sodium devienne importante. Ceci est bien reflété dans les concentrations de Ca, Mg, et Na des deux échantillons. Les concentrations de Ca et Mg de B8 sont supérieures à celles de B2, alors que les concentrations de Na des deux échantillons sont approximativement égales.

Le bicarbonate est produit par altération de ces minéraux silicatés.

De plus, la kaolinite est un produit de la réaction, comme il devrait l'être, ce qui fait que le modèle semble représenter le système naturel.

La réaction serait :



(R.22)

Pour le couple (B9, B3)

Tableau 23. Etats et faciès chimiques de B9 et B3

	Etat initial	Etat final
Echantillon	B9	B3
Faciès chimique	Ca-Na-HCO ₃	Ca-Na-Mg-HCO ₃

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Le but de la modélisation dans ce cas est la détermination de la source de Mg dans B3. En effet, comme le magnésium montrait une forte corrélation positive avec le chlore et le sodium, on pourrait supposer que le seul processus contrôlant la concentration du cation dans la solution est la dissolution de minéraux contenant du magnésium. Dans le cas de B9 en particulier, il appartient à la catégorie des eaux dont les cations majeurs ne montrent pas de corrélation positive avec la silice. Ceci pourrait traduire que la source de magnésium pourrait être différente.

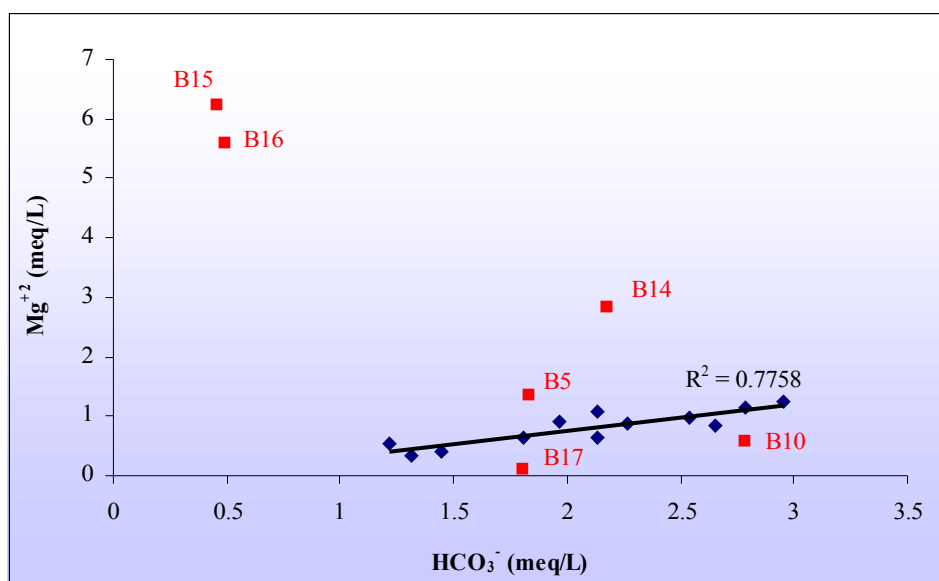


Figure 55. Relation entre HCO_3^- et Mg^{+2}

- Mg^{+2} pourrait provenir de la dissolution de la magnésite MgCO_3 . D'après la figure 56, une corrélation positive est observée entre HCO_3^- et Mg^{+2} pour certains échantillons, dont B3.

Comme B3 montrait également des corrélations positives entre Ca^{+2} et SiO_2 et Na^+ et SiO_2 , ces deux cations pourraient provenir de l'altération de plagioclase. Ainsi, les paramètres de modélisation choisis sont les suivants :

Contraintes : sodium, calcium, magnésium, silice

Phases : magnésite, silice, plagioclase, kaolinite

La silice a été introduite car d'après les calculs de WATEQFP, B3 est sursaturé par rapport au quartz et à la calcédoine (0,161 et 0,579 respectivement), traduisant une précipitation de silice, qui serait ainsi parmi les produits de la réaction du système. Si les modèles montrent que la silice se précipite, une minéralisation par l'altération des minéraux silicatés est probable.

Après simulation, NETPATH ne trouve aucun modèle, ce qui pourrait supposer l'absence de magnésite.

Mg^{+2} ne pourrait provenir de la dissolution de la dolomite car l'IS de B3 par rapport à la dolomite est négatif, traduisant l'absence du minéral dans le système.

- Mg^{+2} pourrait provenir de la dissolution de calcite dont la proportion de magnésium est significative. En effet, dans certaines calcites, la teneur en magnésium peut être importante. La dissolution de telle roche fait apparaître Mg^{+2} dans la solution [59].

Contraintes : sodium, calcium, silice

Phases : albite, calcite, silice, kaolinite

Un seul modèle a été trouvé :

Albite 0,44518

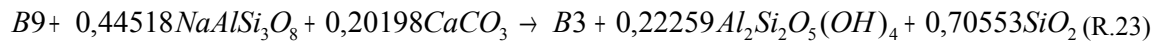
Calcite 0,20198

SiO_2 -0,70553

Kaolinite -0,22259

Il y a dissolution de l'albite et de la calcite. La silice se précipite (ce qui est en accord avec le IS de WATEQFP) et la kaolinite est bien un des produits de la réaction (signe négatif). Le modèle semble être réaliste. Le processus d'altération de minéraux silicatés étant particulièrement lent [12], une valeur de masse transférée supérieure à celle de dissolution de la calcite pourrait expliquer la dominance de Ca^{+2} sur Na^{+} .

La réaction serait :



Pour le couple (B1, B7)

Tableau 24. Etats et faciès chimiques de B1 et B7

	Etat initial	Etat final
Echantillon	B1	B7
Faciès chimique	Na-Ca-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Cl	Na-Mg-HCO ₃ -Cl-SO ₄

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Comme auparavant, la concentration de Mg^{+2} de B7 est inférieure à celles de Na^{+} et Ca^{+2} , ce qui écarterait le pyroxène comme sources de Mg^{+2} . Par contre, les concentrations de Mg^{+2} et Ca^{+2} ne montrent pas de différence significative, ce qui pourrait indiquer la présence de dolomite.

Contraintes : sodium, calcium, magnésium, chlore, silice

Phases : halite, gypse, échange Ca/Na, dolomite, albite

Trois modèles ont été trouvés:

Modèle 1

NaCl	0,19758
Gypse	0,16883
Echange Ca/Na	0,36904
Dolomite	-0,04935

Modèle 2

NaCl	0,19758
Gypse	-0,20021
Dolomite	-0,04935
Albite	0,73807

Modèle 3

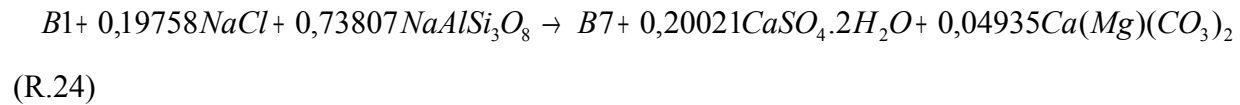
NaCl	0,19758
Echange Ca/Na	0,20021
Dolomite	-0,04935
Albite	0,33765

Le modèle 1 ne reflète aucune source de bicarbonate alors que ce dernier est l'anion dominant. Dans le modèle 3, le bicarbonate serait libéré par altération de l'albite. Cependant, le modèle ne montre aucun processus expliquant la présence du sulfate. Ainsi, c'est le modèle 2 qui pourrait le mieux représenter le système réel: il y aurait dissolution de halite, faisant augmenter la concentration du chlorure dans B7. Le gypse est présent mais il se précipiterait, et les concentrations du sulfate et du calcium dans B7 diminuent. De la même manière, ce serait la précipitation de la dolomite qui diminuerait la concentration du magnésium. Le degré de

précipitation de la dolomite qui est faible par rapport à celui du gypse fait que le magnésium apparaît dans la composition chimique de B7.

Le bicarbonate reste dominant car le degré d'altération de l'albite est très élevé par rapport aux autres processus.

La réaction serait



Pour le couple (B10, B14)

Tableau 25. Etats et faciès chimiques de B10 et B14

	Etat initial	Etat final
Echantillon	B10	B14
Faciès chimique	Ca-Na-HCO ₃	Ca-Na-Mg-Cl

Source : Madagascar-INSTN, 2007

Contraintes: sodium, calcium, magnésium, chlore

Phases: halite, pyroxène, échange Ca/Na, gypse

Le gypse a été introduit car la concentration de sulfate de B14 est élevée par rapport à celle de B10. Le seul modèle trouvé donne les valeurs suivantes pour chaque phase :

Pyroxène 1,63496

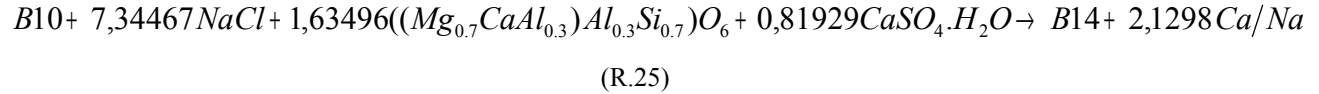
NaCl 7,34467

Gypse 0,81929

Echange Ca/Na -2,12980

Le modèle semble représenter le système réel. En effet, par dissolution de NaCl, le chlore et le sodium sont libérés dans la solution. Par dissolution de pyroxène, la concentration du magnésium et du calcium dans B14 augmente. La concentration élevée de NaCl, probablement provenant des aérosols marins, conduit la réaction d'échange cationique dans la direction où Na est adsorbé et les cations divalents sont libérés. Ceci est reflété par le transfert de masse de l'échange cationique (-2,12980). Cet échange expliquerait l'excès de chlorure dans B14 (figure 53). C'est la dissolution du gypse qui fait augmenter la concentration du sulfate de B14. L'eau n'est cependant pas sulfatée car le degré de dissolution est faible par rapport à celui de l'halite.

La réaction serait



Pour le couple (B15, B4)

Tableau 26. Etats et faciès chimiques de B15 et B4

	Etat initial	Etat final
Echantillon	B15	B4
Faciès chimique	Na-Mg-Ca-Cl	Ca-Na-Mg-HCO ₃ -Cl-SO ₄

Source: Madagascar-INSTN, 2007

Contraintes : sodium, calcium, magnésium, chlore

Phases : halite, gypse, plagioclase, pyroxène

Un seul modèle a été trouvé :

Modèle

NaCl -21,46982

Gypse -3,61545

Plagioclase 14,93784

Pyroxène -3,63649

La réaction d'altération du pyroxène étant irréversible, le pyroxène ne peut se précipiter. Ainsi, le modèle n'est pas réaliste.

En remplaçant le pyroxène par la dolomite, le modèle donne les transferts de masse suivants :

NaCl -21,46982

Gypse -4,70640

Plagioclase 14,93784

Dolomite -2,54554

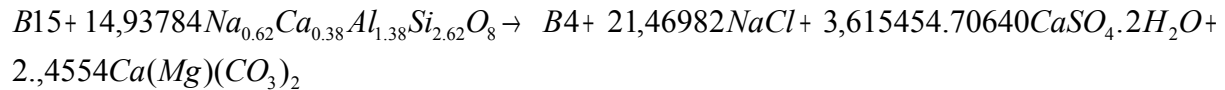
Par précipitation de l'halite et du gypse, les concentrations du chlore et du sulfate de B4 diminuent considérablement par rapport à celle de B15.

De la même manière, par précipitation de la dolomite, la concentration du magnésium diminue.

Même si la précipitation de l'halite et du gypse fait diminuer les concentrations du sodium et du

calcium de B4, l'altération du plagioclase libère les deux cations, ainsi que du bicarbonate dans la solution.

La réaction serait



(R.26)

Ainsi, selon la modélisation géochimique, l'évolution de la composition chimique des eaux souterraines profondes serait :

- de la côte est vers le milieu de la zone d'étude, il y aurait altération du plagioclase et du pyroxène, libérant le calcium, le sodium, le magnésium, et le bicarbonate dans l'eau. Le degré d'altération du plagioclase étant plus fort, les eaux sont bicarbonatées calco-magnésiennes car le processus d'altération serait accompagné d'un échange cationique qui retient le sodium dans l'échangeur et libère le calcium.
- en se rapprochant de la mer, c'est la dissolution de calcite qui libérerait le calcium dans la solution. La proportion de magnésium dans le minéral dissous pourrait être significative. L'altération de l'albite apporterait également du sodium. Les eaux sont alors de type bicarbonaté calco-sodi-magnésienne.
- en s'avançant encore plus près de l'océan, il y aurait dissolution d'halite, faisant augmenter la concentration du chlorure dans la solution. Le gypse et la dolomite se précipiteraient mais les degrés de précipitation des deux minéraux sont faibles et l'eau reste magnésienne et sulfatée. Parallèlement, il y aurait altération de l'albite qui dominerait les autres processus et le bicarbonate reste dominant. Les eaux sont alors de type bicarbonaté chloruré sulfaté sodi-magnésienne.
- du nord est au sud ouest, il y aurait dissolution de halite, de gypse et de pyroxène accompagnée par un échange cationique retenant le sodium dans l'échangeur et libérant

le calcium dans la solution. Le dernier cation est ainsi dominant devant le sodium et le magnésium. Les eaux sont de type chloruré calco-sodi-magnésienne car la dissolution du gypse est relativement faible par rapport à celle de l'halite.

- du nord au sud ; il y aurait précipitation de halite, du gypse et de dolomite et une altération de plagioclase. Les phénomènes de précipitation feraient seulement diminuer les concentrations du chlore, du magnésium et du sulfate mais leurs proportions par rapport aux autres ions restent significatives.

6.2.2.3. Isotope

Les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de forage varient de 0.711311 à 0.718077 et se trouvent, comme pour les eaux de puits, dans l'intervalle des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches sédimentaires détritiques, roches métamorphiques et la plupart des roches granitiques. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de forages sont cependant plus élevés que ceux des puits, aussi bien pour la valeur minimale que la valeur maximale. Ceci reflèterait pour les eaux de forages, un temps de contact plus long avec les roches encaissantes car d'après l'équation 6.5, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est fonction du temps. En effet, les valeurs en tritium des eaux de forages sont pour la plupart inférieures à 1 UT, sauf pour deux échantillons B3 et B4. Pour les valeurs inférieures à 1 UT, la moyenne est de 0,25 UT, traduisant des eaux relativement anciennes. La valeur maximale 0,718077 appartient à B2, un forage artésien, donc des eaux très anciennes. Ceci confirme la dominance de l'interaction eau-roche, favorisée par un temps de séjour long dans le processus de minéralisation des eaux profondes. Les valeurs élevées des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de forages indiquent également une forte contribution de la dissolution des minéraux silicatés [65]. Contrairement aux eaux de puits, la probabilité d'un mélange avec des eaux ayant des signatures marines par infiltration rapide des précipitations locales, lessivant des aérosols marins présents sur la surface est faible. Ceci est probablement dû et à la profondeur moyenne et grande et au temps de transit beaucoup plus long des eaux de forage.

En outre, quatre échantillons (B1, B3, B4 et B6) présentent des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très proches, ce qui pourrait indiquer des eaux de même origine. B3 et B4 sont des eaux récentes alors que B1 et B6 sont des eaux anciennes, confirmant la minéralisation par des processus internes au système aquifère.

La composition des isotopes stables indiquerait une pente d'évaporation pour les eaux de forages non artésiens. Aucune contribution marine ne semble être observée (figure 56).

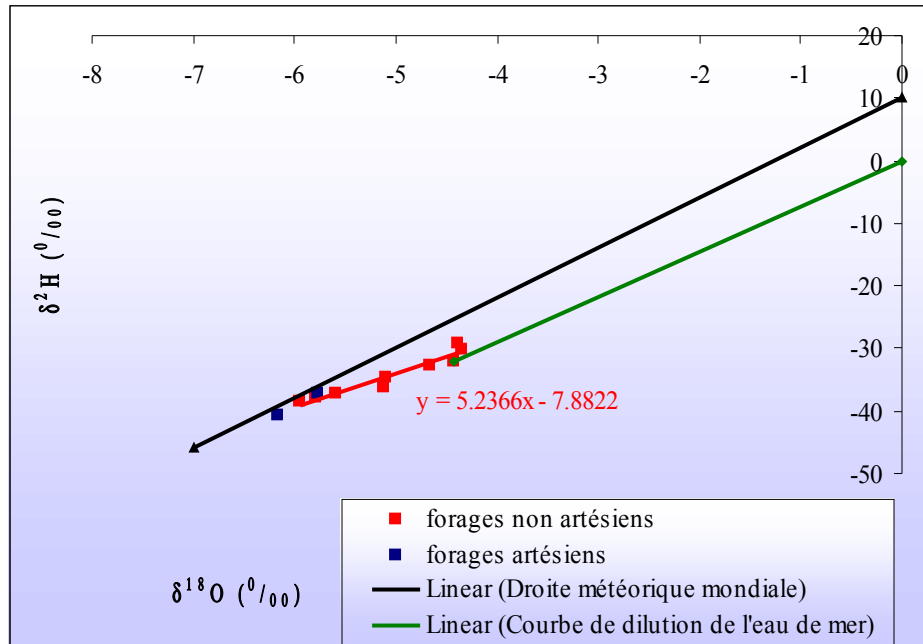


Figure 56. Composition des isotopes stables des eaux de forages

L'évaporation ne contribuerait pas à la minéralisation élevée des eaux de forage. Les eaux ayant des concentrations en chlorure plus élevées ne sont pas enrichies en ^{18}O (figure 57). Ce sont plutôt les eaux faiblement minéralisées qui présentent des taux élevés de ^{18}O . La relation entre Cl^- et $\delta^{18}\text{O}$ ne montre pas non plus une ligne verticale, ce qui pourrait indiquer l'absence de lessivage de dépôts sur la surface du sol. De plus, les eaux sont anciennes et la probabilité de présence d'un tel phénomène est très faible sinon nulle. La figure 58 entre le tritium et le STD confirmerait la dissolution de minéraux, favorisée par un temps de séjour long.

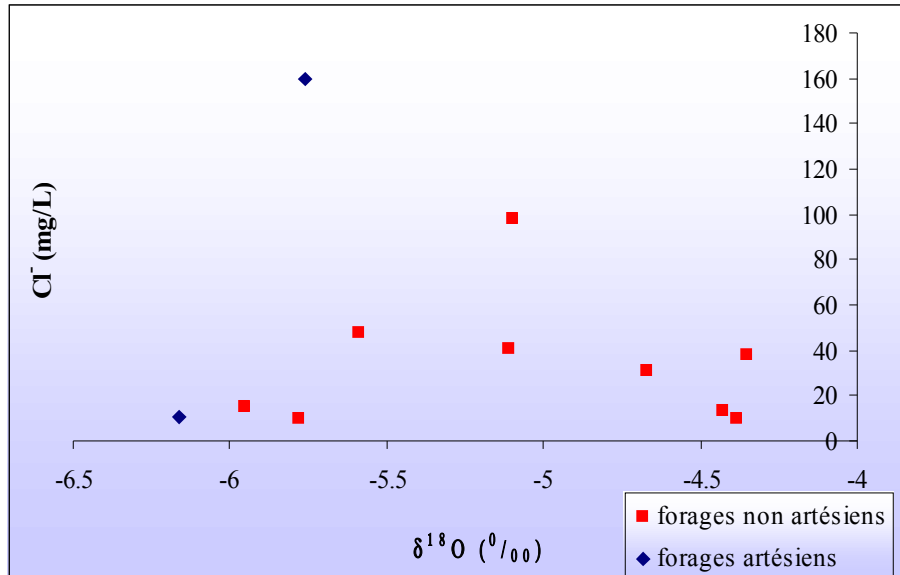


Figure 57. Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et Cl^- des eaux de forages

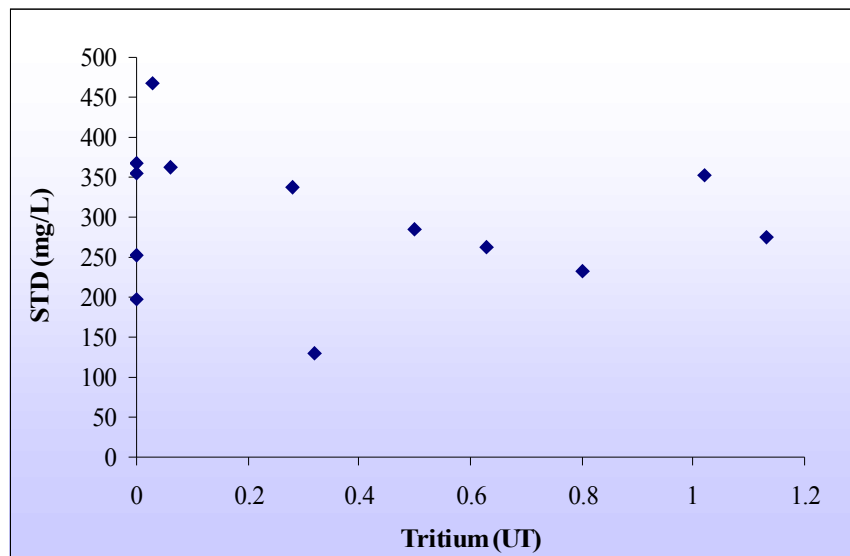


Figure 58. Relation entre le STD et le tritium des eaux de forages

6.2.3. Validation des modèles

6.2.3.1. Mesure et analyse

Les erreurs analytiques et les modes de mesure inadéquates sont parmi les principales sources de modèles géochimiques irréalistes. Dans le présent travail, les facteurs suivants ont été pris en considération pour que les données utilisées soient fiables et les modèles résultant soient proches de la réalité :

- les paramètres pH, température et alcalinité ont tous été mesurés sur terrain. De plus, les valeurs retenues correspondent à une variation inférieure à 2%.
- les balances ioniques ont été calculées pour vérifier l'exactitude des résultats analytiques. Aucun échantillon analysé ne présente une BI supérieure à 5 %.

6.2.3.2. Le logiciel NETPATH

Le logiciel NETPATH est largement utilisé dans la modélisation géochimique se rapportant aux calculs des bilans de masse. Il permet à l'utilisateur de spécifier à souhait plusieurs phases réactives. Cependant, seuls les modèles les plus plausibles sont retenus par le logiciel en définissant des limites sur certains paramètres (par exemple : les valeurs de IS permettent de limiter le choix entre une précipitation et une dissolution).

6.2.3.3. Les choix des phases réactives

Les choix des phases ont été basés sur les contextes géologiques et les données minéralogiques de la zone d'étude. De plus, une étude hydrogéochimique a été faite avant la modélisation, permettant de limiter le choix des phases réactives.

6.2.3.4. Les travaux antérieurs

Quoique les travaux antérieurs soient limités à des interprétations qualitatives et globales des phénomènes régissant la minéralisation des eaux souterraines, les modèles trouvés sont en accord avec les hypothèses avancées par quelques investigateurs. Randrianarisoa (2004) avançait une minéralisation des eaux souterraines par interaction eau-roche [36]. Plus précisément, Nicolini (1980) proposait une minéralisation des eaux souterraines par altération des feldspaths et basaltes [35]. Les modèles géochimiques ont déterminé une contribution importante de dissolution de minéraux silicatés, comme le plagioclase, le pyroxène et l'olivine. Ces deux derniers minéraux étant les principaux minéraux composant les basaltes. Ces minéraux sont tous identifiés dans la zone d'étude.

La présence de signature marine dans les nappes superficielles est également en accord avec les résultats obtenus par prospection électrique, quoique cette signature serait plutôt due à des aérosols marins qu'à une intrusion marine (d'après les isotopes).

6.2.3.5. Le jugement du modélisateur

Les modèles trouvés ont été basés sur des résultats analytiques fiables et des mesures sur terrain correctement faites. De plus, les phases sélectionnées ont été choisies à partir des données minéralogiques de la zone d'étude. Pour une modélisation géochimique par méthode inverse, le logiciel NETPATH est abondamment utilisé [10]. En dernier lieu mais pas le moindre, c'est le rôle du modélisateur de choisir parmi les modèles plausibles affichés par le logiciel, ceux qui sont proches de la réalité. Le jugement du modélisateur est basé sur la comparaison des valeurs des transferts de masse de chaque phase aux résultats hydrochimiques analytiques [10]. Parmi les modèles plausibles affichés, deux cas peuvent se présenter :

- au maximum, un seul modèle répond au critère de bonne correspondance entre les valeurs simulées et celles mesurées. Dans ce cas, il y a une forte probabilité pour que ce modèle représente la réalité.
- aucun des modèles ne répond à ce critère. Dans ce cas, le modélisateur doit refaire une autre composition de phases jusqu'à l'obtention d'un modèle répondant au critère, donc proche de la réalité.

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

Apports de l'étude

Modélisation de calcul des âges des eaux souterraines superficielles par le tritium- Les données en tritium des échantillons d'eaux souterraines superficielles ont permis de constater la présence de renouvellement récent de la nappe. Cette interprétation qualitative est nécessaire pour justifier l'utilisation du tritium comme traceur de modélisation. Elle n'est pourtant pas suffisante pour évaluer l'âge de ces eaux. Les modèles empiriques ont pour rôle de quantifier la recharge des eaux souterraines, en donnant leurs temps de transit moyens en unité « ans ».

L'originalité de la modélisation de calcul des âges des eaux souterraines du bassin versant de Morondava par le tritium se base sur la reconstruction des données en tritium des précipitations de la zone d'étude.

Cette reconstruction, qui en elle-même est une étude presque indépendante, a permis par la suite de quantifier le temps de transit moyen des eaux souterraines superficielles en utilisant des données propres à la zone d'étude. Auparavant, l'âge a été déterminé en se référant aux données de Pretoria. Outre cette nouvelle approche, l'application des modèles empiriques a également renouvelé la détermination des âges des eaux souterraines de l'aquifère étudiée. Les eaux souterraines sont relativement jeunes et varient de 17 à 56 ans.

La cohérence entre les valeurs simulées et celles obtenues en augmentant le nombre d'observation valide les modèles. Ces derniers montrent des eaux souterraines superficielles relativement jeunes, donc aptes à des exploitations durables. Ces eaux sont, cependant plus vulnérables à la contamination. Néanmoins, leurs jeunes âges traduisent l'absence de contamination à long-terme [69] ou des sources modernes de pollution, qui sont plus faciles à contrôler.

Modélisation du processus de minéralisation des eaux souterraines- Les eaux souterraines superficielles sont en général plus minéralisées que les eaux souterraines plus profondes. Les études hydrogéochimiques ont montré que les phénomènes de minéralisation des eaux souterraines sont des processus naturels. L'intrusion marine ne semblait pas contribuer à la minéralisation élevée de ces eaux. Une contribution plus importante de la dissolution des minéraux silicatés par rapport à celle des minéraux carbonatés dans le processus de minéralisation des eaux souterraines a été observée, aussi bien superficielles que profondes.

En plus de ces mécanismes internes, les précipitations locales apporteraient des signatures marines aux eaux superficielles en lessivant les aérosols marins présents sur la surface et en s'infiltrant rapidement à travers la formation sableuse. Ce processus serait responsable de la minéralisation élevée de certaines eaux de puits.

La modélisation géochimique inverse a permis de déterminer les types de minéraux impliqués dans le processus de minéralisation et les réactions géochimiques responsables de la différence de composition chimique entre un état initial et un état final. La bonne correspondance entre les valeurs simulées et mesurées valide ces modèles géochimiques. Pour les eaux souterraines superficielles, l'augmentation des concentrations des ions majeurs de la côte est vers la côte ouest résulterait de la dissolution du gypse et de l'olivine, du plagioclase et du pyroxène en se rapprochant de la mer, et de l'anorthite à proximité de l'océan. Le phénomène d'échange cationique contribue également à la variation des concentrations des cations majeurs. Par rapport aux eaux souterraines superficielles de la partie nord de la zone étudiée, celles de la partie sud sont chlorurées, notamment par dissolution de l'halite. La calcite, présente en abondance, se précipiterait alors que la dolomite, présente en très faible quantité, se dissout. Ceci n'est pas le cas pour les eaux souterraines profondes, où la calcite se dissout en se rapprochant de la mer. L'halite se dissout également, mais le gypse et la dolomite se précipiteraient en s'avançant plus près de l'océan. Par rapport aux eaux souterraines profondes de la partie nord, celles de la partie sud sont moins chlorurées, contrairement aux eaux souterraines superficielles, car l'halite se précipiterait. L'altération de l'albite, du plagioclase et du pyroxène contribue à la minéralisation des eaux souterraines profondes.

L'originalité de la détermination du processus de minéralisation des eaux souterraines du bassin sédimentaire de Morondava est l'utilisation de la modélisation géochimique, qui a permis de déterminer les types des minéraux responsables de la minéralisation, de quantifier les différents processus et d'établir les réactions géochimiques expliquant la différence de composition chimique entre un état initial et un état final.

Les isotopes dans la détermination des processus de minéralisation- La contribution importante de la dissolution des minéraux silicatés a été confirmée par les données isotopiques du strontium, ainsi que la probabilité de mélange avec des eaux ayant de signature marine pour les eaux souterraines superficielles. Ce dernier mécanisme est également vérifié par la corrélation entre la teneur en ^{18}O et le chlorure. Cette dernière relation a permis de montrer que l'évaporation ne jouerait pas un rôle majeur dans la minéralisation des eaux souterraines.

Limite de l'étude

Modélisation de calcul des âges des eaux souterraines superficielles par le tritium- La validation des modèles de calcul des âges des eaux souterraines superficielles a été faite en étalant le nombre des années d'observation. Des valeurs réelles n'étant pas disponibles, elles ont été calculées à partir des valeurs disponibles en tenant compte de la désintégration radioactive du tritium. La différence entre les valeurs réelles mesurées et celles calculées devrait toutefois être minime car les années d'observation se suivent et le taux de tritium s'infiltrant dans un tel intervalle de temps n'est pas significatif. Seule la désintégration radioactive contribuerait à la variation de la teneur en tritium dans les eaux souterraines.

Modélisation du processus de minéralisation des eaux souterraines- Les processus géochimiques de dissolution/précipitation des minéraux et d'échanges cationiques ont été pris en compte. Les réactions d'oxydo-réduction, par contre, n'ont pas été choisies parmi les phases de la modélisation géochimique. La raison d'un tel choix est que les éléments sensibles aux réactions d'oxydo-réduction comme l'arsenic, le chrome, le cuivre, le fer, le manganèse, le mercure, l'uranium, le sélénium, ou encore le vanadium n'ont pas été mesurés dans les échantillons d'eau souterraine car ces éléments n'entraient pas dans les objectifs directs des projets dans lesquels ce travail a été réalisé.

Recommandations

Dans le bassin versant de Morondava, les exploitations des eaux souterraines superficielles pourraient être des sources durables d'alimentation en eau potable pour la population locale. Dans la plaine côtière, en particulier, le temps de transit moyen des eaux souterraines est très court. En outre, les taux de nitrate dans cette zone sont tous inférieurs à la valeur maximale admissible de l'OMS (50 mg/l- NO_3^-) et le phénomène d'intrusion marine ne contribuerait pas à la minéralisation des eaux souterraines. Ainsi, les exploitations des eaux souterraines dans cette zone pourraient être plus recommandées. Néanmoins, quelques mesures doivent être prises pour préserver le développement durable des ressources en eau:

- il faut réarranger l'emplacement des latrines, parcs de bétails, etc, de telle manière que ces derniers se trouvent à l'écart des installations
- il faut établir les périmètres de protection des aquifères

-
- il faut sensibiliser et éduquer la population à préserver la qualité et la quantité de leur eau (méthode de pompage, propreté des installations et de leurs entourages,...)
 - il faut surveiller et contrôler la qualité de l'eau
 - pour les eaux contaminées, il faut utiliser les produits de désinfection standard au lieu de faire bouillir l'eau
 - pour les eaux superficielles dont la minéralisation est élevée, l'exploitation des nappes profondes est recommandée quand la connection hydraulique avec des systèmes d'écoulement actifs a été mise en évidence (pour éviter des installations sèches, en sachant que les eaux souterraines profondes de la zone d'étude sont des eaux anciennes, donc ne sont pas rechargées activement).

Propositions pour des recherches futures

Datation des eaux souterraines- Depuis quelques années, les taux de tritium dans les précipitations sont plus difficiles à mesurer à cause de leur très faible valeur après l'arrêt des essais nucléaires. D'autres traceurs sont de plus en plus utilisés dans la datation des eaux souterraines jeunes, comme les CFC's, ou le $^3\text{H}/^3\text{He}$. L'utilisation de ces traceurs est une perspective pour des recherches futures et confirmerait les résultats de cette étude car l'âge dépend des modèles utilisés.

En outre, la datation des eaux souterraines profondes permettra d'estimer le taux de recharge de ces nappes et aiderait à évaluer leurs exploitations.

Processus de minéralisation des eaux souterraines- La détermination d'autres éléments, particulièrement ceux qui participent aux réactions d'oxydo-réduction développera les modèles géochimiques et aiderait à mieux comprendre les mécanismes régissant la minéralisation des eaux souterraines.

Autre perspective particulièrement intéressante devant les changements des conditions environnementales est l'application de la modélisation géochimique directe, qui permettra de comprendre la réaction du système aquifère et de prédire les changements des compositions chimiques des eaux. Ceci permettrait de prendre les mesures adéquates pour la préservation des ressources en eau dans la zone étudiée et ailleurs car l'eau est et sera toujours source de vie, pour nous, nos enfants, nos petits-enfants et

REFERENCES

- [1] Rakotondrainibe J.H., Randriamanga W.H., Rakotomavo M., Razanamihaja M.E., Rasoanandrasana J., (2002) Social Instrument Panel for Water and Sanitation
- [2] Ekwurzel B., (2003) Dating Groundwater with Isotopes, Southwest Hydrology
- [3] Clark I.D., Fritz P. (1997) Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers of CRC Press, New York
- [4] Todd D.K., Mays L. W. (2005) Groundwater Hydrology, 3rd Edition. Wiley International Edition
- [5] Kaufman S., Libby W. F. (1954) The natural distribution of tritium. Phys. Rev., 93(6)
- [6] Craig H., Lal D. (1961) The production rate of natural tritium. Tellus, 13 (1)
- [7] Lal D., Peters B. (1962) Cosmic ray produced isotopes and their application to problems in geophysics. Elementary Particle and Cosmic Ray Physics, 6
- [8] Roether W. (1967) Estimating the tritium input to groundwater from wine samples: Groundwater and direct run-off contribution to Central European surface waters. In: *Isotopes in Hydrology* (Ed. by IAEA), pp. 73-79. IAEA, Vienna.
- [9] Fontes J.C. (1976) Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects, Thèse de Doctorat d'Etat , Université Pierre et Marie Curie, Paris IV
- [10] Deutsch W. J. (1997) Groundwater Geochemistry : Fundamentals and Applications to Contamination Lewis Publishers of CRC Press, Boca Raton
- [11] Langmuir D. (1997) Aqueous Environmental Geochemistry Prentice-Hall Inc
- [12] Drever J.J. (1997) The Geochemistry of Natural Waters Prentice-Hall Inc
- [13] Gardner R.P., Ely R.I. (1967) Radioisotope Measurement Applications in Engineering Reinhold, New York N.Y.
- [14] Levenspiel O. (1972) Chemical Engineering. Elsevier, Amsterdam
- [15] Lohman S.W. (1972) Definitions of Selected Ground-Water Terms – Revisions and Conceptual Refinements. US Geol. Surv. Pap. 1988
- [16] NEA (Nuclear Energy Agency) (1990) The International Hydrocoin Project, Level 2: Model Validation, Paris
- [17] Maloszewski P., Zuber A., (1996) Lumped parameter models for interpretation of environmental tracer data. Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrogeology, IAEA-TECDOC 910, IAEA, Vienna, 9-58

-
- [18] Maloszewski, P., Zuber A. (1993) Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data in aquifers. *Adv. Water Resour.* 16, 173-190, 1993.
 - [19] Beyerle U. (2002) An Excel-workbook for the Interpretation of Transient Tracer Data (^3H , ^3He , CFCs, ^{85}Kr) with the Box-model Approach. In: *A survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-arid Regions* UNEP/DEWA- UNESCO/IHP 32-43
 - [20] Eriksson E. (1958) The Possible Use of Tritium for Estimating Groundwater Storage. *Tellus* 10, 472-478
 - [21] Maloszewski P., Zuber A., (1982) Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, I. Models and their applicability. *J. Hydrol.* 57, 207-231
 - [22] Zuber A. (1986a) Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 2, Part B (Eds. P. Fritz and J.Ch. Fontes), Elsevier, Amsterdam, 1-59
 - [23] Amin I.E., Campana M.E. (1996) A General Lumped-parameter Model for the Interpretation of Tracer Data and Transit Time Calculation in hydrologic Systems. *Journal of Hydrology* 179 Elsevier
 - [24] Zuber A., Grabczak J., Garlicki A. (2000) Catastrophic and dangerous inflows to salt mines in Poland as related to the origin of water determined by isotope methods. *Env. Geol.* 39(3/4), 299-311
 - [25] Maloszewski, (2002) *Manual Logiciel FLOWPC*
 - [26] Parkhurst D.L., Plummer N.L. (1993) Geochemical models. In: *Regional Groundwater Quality*. Van Nostrand Reinhold, New York
 - [27] Plummer N.L., Prestemon E.C., Parkhurst D.L. (1994) An Interactive Code (NETPATH) for Modeling Net Geochemical Reactions Along Flow path V.2.0, USGS Reston Virginia
 - [28] Kokusai Kogyo Co, Ltd and Sanyu Consultants Inc., Tokyo (1996) JICA Draft Report, Groundwater Development Study in the Southwestern Region of the Republic of Madagascar, Volume 2
 - [29] Association Fanovozantsoa (2000) Etude hydrogéologique pour la réalisation de 30 puits dans la région de Morondava
 - [30] Saha Menabe (2007) Liste des puits installés et en phase d'installation dans le région de Menabe. *Projet d'adduction en eau potable* Projet SAHA Menabe
 - [31] Randrianarisoa N. (1999) Etude des ressources en eaux souterraines de la région d'Ampataka-Morondava par la prospection électrique. *Mémoire de DEA, Géophysique Appliquée*

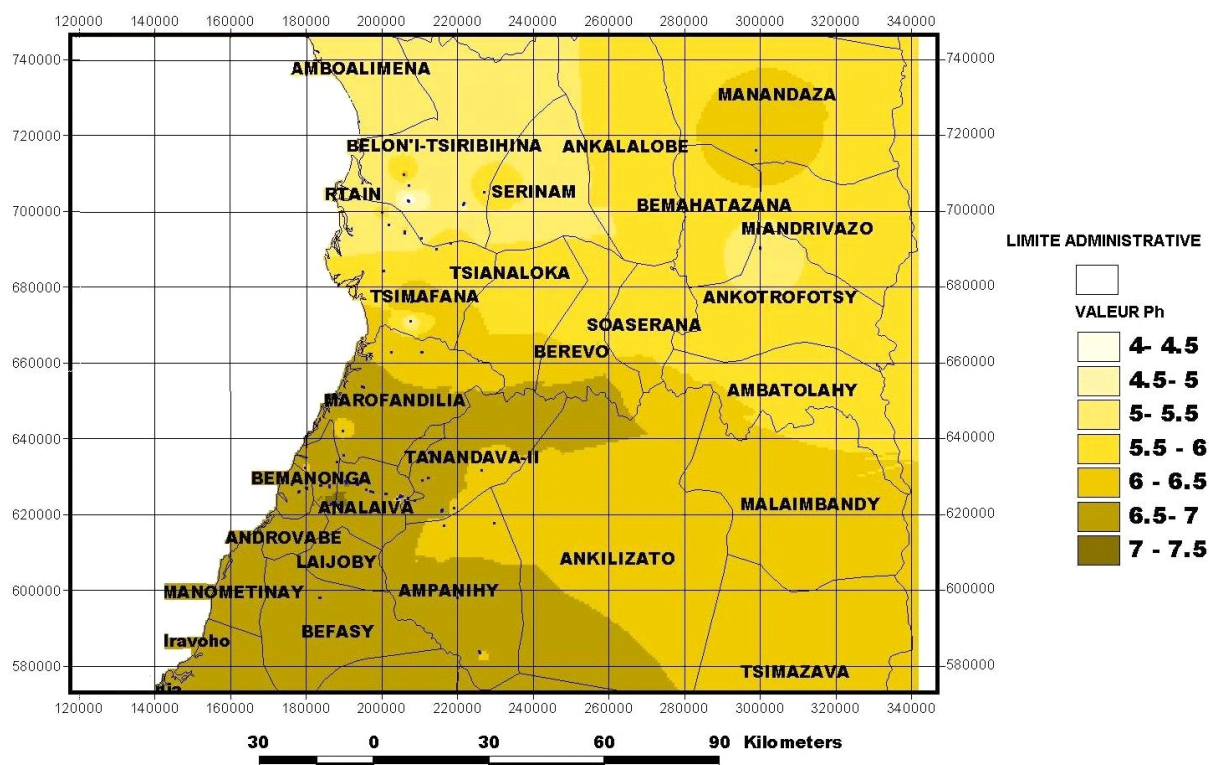
-
- [32] Razafindrakoto B. (2004) Apport de l'imagerie et de la modélisation géophysique à 1D et 2D à l'évaluation du potentiel en eaux souterraines de la région comprise entre Mangoky et Tsiribihina, Sud-ouest de Madagascar. Thèse de Doctorat Troisième Cycle. Géophysique Appliquée
 - [33] Ralaimaro J. (2004) Compréhension de la structure et du fonctionnement des aquifères par diverses approches scientifiques, en vue de l'alimentation en eau potable, en zone de socle altéré des hautes terres centrales et en zone sédimentaire du Sud-ouest de Madagascar. Thèse de Doctorat Troisième Cycle. Ecole Supérieure Polytechnique Antananarivo.
 - [34] Randriamamory H. D. (2006) Caractérisation hydrogéologique des nappes souterraines entre les rivières Morondava et Maharivo. Mémoire de DEA. Sciences de la Terre, Département Hydrogéologie
 - [35] 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. Université Pierre et Marie Curie, Paris IV. Thèse
 - [36] Randrianarisoa H.F. (2004) Etude de la minéralisation des nappes littorales de Morondava. DEA Université d'Antananarivo
 - [37] Randrianasolo A. F. (2004) Contribution à l'étude de la vulnérabilité du bassin de Morondava. DEA Université d'Antananarivo
 - [38] Rakotomalala H.A. (2005) Etudes hydrogéologiques pour l'amélioration de la stratégie d'adduction en eau potable dans les villages de Betesda et d'Ampataka (Région de Morondava). Mémoire d'ingénieur
 - [39] Razafindrakoto M. (2005) Impacts des activités humaines sur la qualité de l'eau dans la commune rurale d'Ankilizato (Morondava). Mémoire d'ingénieur
 - [40] Rahobisoa J.J. (2006) Contribution à l'étude de la recharge du bassin hydrogéologique de Morondava. DEA. Université d'Antananarivo
 - [41] Chaperon P., Danloux J., Ferry L. (1993) Fleuves et Rivières de Madagascar. ORSTOM
 - [42] Besairie H. (1960) Recherche géologique à Madagascar
 - [43] Torrent H. (1970) Study of Groundwater Resources of the Plain of Morondava (Investigation of Groundwater, second phase) BRGM report-United Nations 70 TAN 003
 - [44] Lemaire B. (1963) rapport hydrogéologique de Belo sur Tsiribihina
 - [45] Andriamorazafimahaleo N. (1999) Contribution à la valorisation technique et technologique du gypse d'Ankilizato. Mémoire d'ingénieur. Ecole Supérieure Polytechnique Antananarivo

-
- [46] Ashwal L.D., Hamilton M.A., Morel V.P., Rabeloson R. A. (1998) Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosites from southwest Madagascar. In: Contribution to Petrology and Mineralogy, Volume 133, Issue 4, pp. 389-401. Springer
 - [47] Bardintzeff J.M., Bonin B., Rasaminanana G. (2001). The Cretaceous Morondava volcanic province (West Madagascar): mineralogical, petrological and geochemical aspects. Journal of African Earth Science, Volume 32, Issue 2, pp 299-316
 - [48] Besairie H., Collignon M. (1972) Géologie de Madagascar. I. Les terrains sédimentaires. Annales. Géologie de Madagascar 35
 - [49] Weiss W., Roether W. (1980) The Rate of Tritium Input to the World Ocean. Earth Planet Sci.Lett. 49, 435-446
 - [50] Doney S.C., Glover D.M., Jenkins, W.J. (1992) A Model Function of the Global Bomb-tritium Distribution in Precipitation 1960 – 1986 Journal of Geophys. Res. Vol 97 N°C4, pp 5481-5492
 - [51] Celle Jeanton H., Gourcy L., Aggarwal P. (2001) Reconstruction of Tritium Time Series. International Conference on the Study of Environmental change Using Isotope techniques. Vienna Austria. IAEA-CN-80
 - [52] Stimson J., Rudolph D., Frape S., Drimmie R. (1996) Interpretation of Groundwater Flow patterns through a Reconstruction of the Tritium Precipitation Record in the Cochabamba Valley. Journal of Hydrology 180. Elsevier
 - [53] Appelo C.A.J., Postman D. (2005) Geochemistry, Groundwater and Pollution 2nd Edition A.A. Balkema Publishers
 - [54] Von Rohden C., Kreuzer A., Aeschbach-Hertig W., Chen Z. (2007) Dating Groundwater in the North China Plain. Geophysical Research Abstracts, Volume 9, 02825
 - [55] Anderson M. P. (1984) Movement of Contaminants in Groundwater: Groundwater Transport Advection and Dispersion. Commission on Physical Sciences, Mathematics, and Applications
 - [56] Walton (1970) Groundwater Resource Evaluation. New York MacGraw Hill
 - [57] Allen D.M., Suchy M. (2001) Results of the Groundwater Geochemistry Study on Saturna Island, British Columbia. Final Report Earth Science Simon Fraser University
 - [58] Feth J.H. (1981) Chloride in Natural Continental Water: a review U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2176
 - [59] Hem J.D. (2002). Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. United States Geochemical Survey Water-Supply Paper 2254

-
- [60] Bowser C.J., Jones B.F. (2002) Mineralogic Control on the Composition of Natural Waters dominated by silicate hydrolysis. *American Journal of Science*. Volume 302. pp 582 -662
- [61] Leung C., Jiao J.J., Malpas J., Chaun W. (2003) Hydrogeochemistry of the Mid-level Area, Hong Kong. *Water Resources and the Urban Environment*.
- [62] Rajaobelison J., **Ramaroson V.**, Randrianasolo A., Randrianarisoa H., Mamifarananahary E, Ranaivoarisoa A., (2005) ^2H , ^3H , and ^{18}O Tracers Used for a Preliminary Study of Groundwater Vulnerability to Contaminants in the South-west of Madagascar. *Proceedings of the Second International Conference on High Energy Physics in Madagascar*
- [63] Garrels R.M. and Mackenzie F.T., (1967) Origin of the Chemical Composition of some springs and lakes. In W. Stumm (ed.), *Equilibrium concepts in natural water systems*. *Adv. Chem. Series* 67, 222-242
- [64] Béhier J. (1960) Contribution à la minéralogie de Madagascar. *Annales géologiques de Madagascar*. Fascicule XXIX
- [65] Kendall C., McDonnell J.J. (1998) *Isotope Tracers in Catchment Hydrology*. Elsevier
- [66] Cresswell R.G., Herczeg A.L. (2004) Groundwater and Flow systems and Salinity in the Valleys arounds Jamestown, South Australia: Geochemical and Isotopic Constraints. CSIRO L & W Report 30/04/BRS Technical Report. Commonwealth of Australia
- [67] Rajaobelison J., **Ramaroson V.**, Mamifarananahary E., Weinberg A., Verhagen B. T. (2002) Impacts and Limits of Isotope Techniques in the Determination of the Origin of Groundwater Salinity in the Southern Crystalline Basement of Madagascar. *In: Proceedings of the First International Conference in High Energy Physics in Madagascar*. pp 19-22. World Scientific Singapore
- [68] Frischkorn H., Santiago M.F. (2000) Mechanisms of Salinization in the North of Brazil. German-Brazilian Workshop on Neotropical Ecosystems-Achievements and Prospects of Co-operative Research-Water quality, Water Dynamics, Water Management Session
- [69] Plummer N.L., Bubsy J.F., Lee R.W., Hanshaw B.B., (1990) Geochemical Modeling of the Madison Aquifer in Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research*, Volume 26, Issue 9, p. 1981-2014
- [70] Plummer L., Böhlke J.K., Busenberg E., Aggarwal P. *Isotopes Methods in Groundwater Dating*, Advanced Regional Training Course on Isotopes Methods in Groundwater Dating, Argonne USA 11-22 April 2005

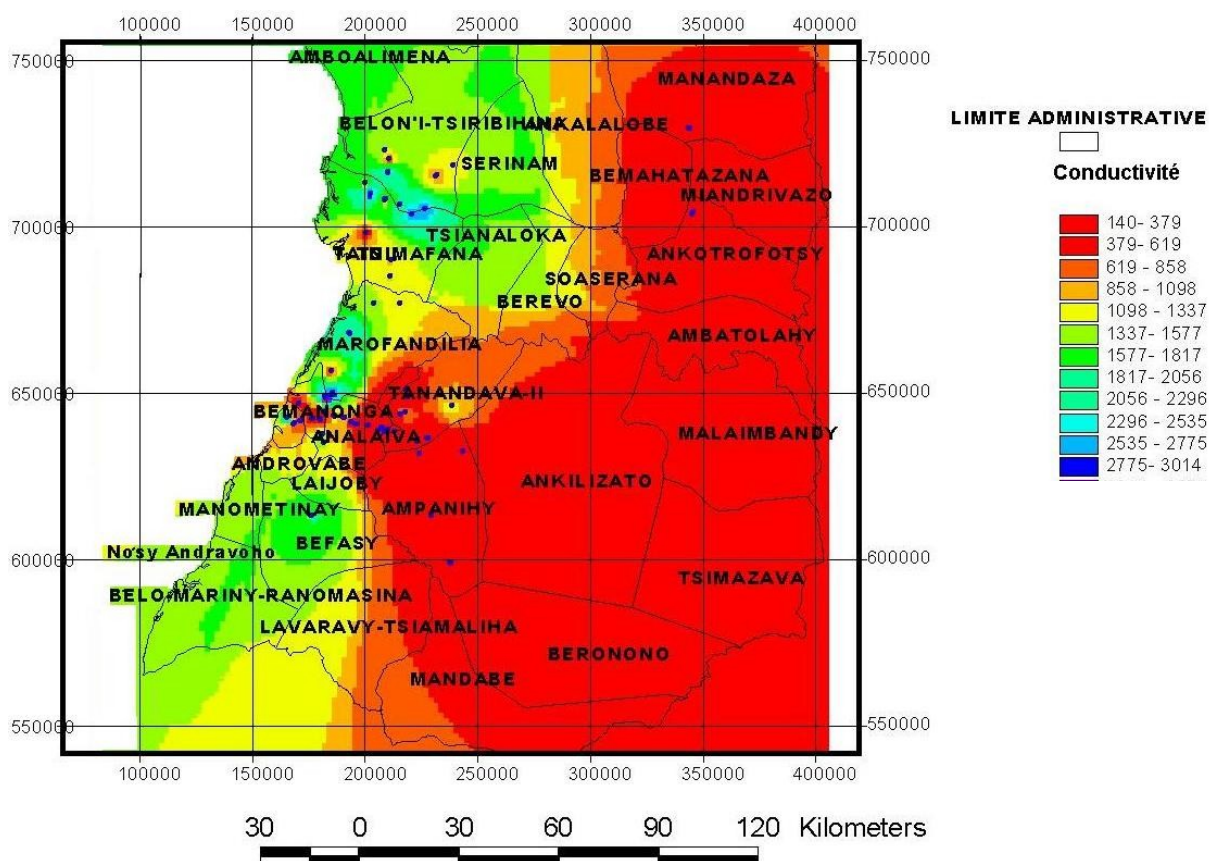
ANNEXES

Annexe 1- Travaux antérieurs



Carte 1. Carte d'isovaleurs de pH

Source. Thèse de Doctorat troisième cycle. Razafindrakoto Boni (2004). Apport de l'imagerie et de la modélisation géophysiques à 1D et 2D à l'évaluation du potentiel en eaux souterraines de la région comprise entre Mangoky et Tsiribihina, Sud-ouest de Madagascar



Carte 2. Carte d'isoconductivité

Source. Thèse de Doctorat troisième cycle. Razafindrakoto Boni (2004). Apport de l'imagerie et de la modélisation géophysiques à 1D et 2D à l'évaluation du potentiel en eaux souterraines de la région comprise entre Mangoky et Tsiribihina, Sud-ouest de Madagascar

Annexe 2- Fichiers d'entrée pour la modélisation des âges des eaux superficielles

Exemple de fichier d'entrée du groupe 2

Fonction d'entrée du tritium (*WIMBACH.TRT*).

(Group 2: $RF=0$ – $C_{in}(t)$ sera calculé pour la période 1951-1991).

WIMBACH - TRITIUM

1951.	1987.	1991.	1.	12.3	0.	1.	10.	40.	
10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.				<i>tritium dans les précipitations à partir de janvier 1951</i>
10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0				
10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0				
10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0				
10.0	10.0	10.0	10.0	10.0	10.0				
10.0	19.8	26.3	24.3	39.0	27.2				
28.0	429.0	830.0	724.0	894.0	309.0				
233.0	134.0	66.0	33.0	42.0	27.0				
23.0	35.0	46.0	51.0	92.0	99.0				
37.0	27.0	49.0	23.0	24.0	31.0				
66.0	64.5	108.0	110.0	205.0	227.0				
226.0	451.0	114.0	82.0	49.0	46.0				
100.0	139.0	98.0	92.0	161.0	141.0				
181.0	149.0	130.0	96.0	73.0	85.0				
243.0	275.0	275.0	390.0	570.0	850.0				
800.0	1475.0	330.0	140.0	236.0	600.0				
731.0	883.0	1246.0	996.0	648.0	705.0				
582.0	260.0	127.0	101.0	107.0	99.0				
110.0	133.0	92.0	144.0	182.0	250.0				
292.0	186.0	133.0	104.0	53.0	82.0				
95.0	39.2	43.2	123.0	174.5	125.5				
140.5	104.0	61.8	56.0	101.0	136.0				
563.0	1232.0	1078.0	1032.0	1210.0	990.0				
1228.0	877.0	550.0	521.0	647.0	648.0				
1265.0	1900.0	2900.0	3363.0	5930.0	4960.0				
5950.0	3010.0	2200.0	1753.0	788.0	1334.0				
1664.0	1171.0	2745.0	2973.0	2686.0	2365.0				

2610.0	1783.0	1073.0	649.0	384.0	432.0
475.0	719.0	582.0	1094.0	889.0	1266.0
950.0	680.0	455.0	267.0	242.0	205.0
255.0	306.0	356.0	603.0	743.0	746.0
716.0	737.0	417.0	260.0	236.0	135.0
137.0	176.0	196.0	319.0	422.0	507.0
361.0	298.0	216.0	144.0	103.0	81.0
60.0	146.0	163.0	255.0	249.0	316.0
333.0	314.0	164.4	104.0	93.1	106.0
103.0	150.0	197.0	179.0	287.0	330.0
328.0	232.0	156.0	117.0	104.0	92.8
95.8	85.8	154.0	171.0	263.0	356.0
313.0	324.0	171.0	134.0	125.0	88.0
171.0	90.0	174.0	319.0	389.0	344.0
257.0	206.0	164.0	198.0	83.0	77.0
117.0	113.0	64.0	138.0	156.0	267.0
164.0	112.0	116.0	54.0	51.0	65.0
101.0	102.0	172.0	201.0	147.0	176.0
159.0	245.0	131.0	78.0	98.0	94.0
54.0	108.0	144.0	124.0	220.0	315.0
144.0	160.0	78.0	153.0	508.0	190.0
175.0	325.0	668.0	208.0	272.0	254.0
216.0	139.0	222.0	80.0	66.0	71.0
175.0	156.0	226.0	94.0	233.0	106.0
118.0	130.0	69.0	34.0	71.0	31.0
46.0	38.0	59.0	77.0	151.0	219.0
197.0	113.0	133.0	59.0	47.0	69.5
79.8	106.0	66.6	135.0	132.3	143.0
108.6	121.0	71.9	58.9	76.8	41.7
53.0	185.0	59.0	71.1	71.6	87.4
100.3	71.2	50.1	59.6	61.7	35.6
48.4	33.1	52.5	50.8	70.5	75.4
57.5	63.2	43.4	33.8	43.8	46.7
63.2	41.1	43.2	87.6	69.6	67.3
62.1	72.4	41.0	23.7	23.2	22.8
25.2	46.1	45.5	47.1	43.3	41.1
50.6	43.5	48.9	30.2	20.7	19.6
24.6	20.1	130.8	39.1	30.9	51.7
94.7	40.2	39.7	30.1	20.3	15.5

28.4	22.1	27.2	34.4	41.5	45.7
49.9	39.1	32.9	47.9	25.3	15.5
19.2	19.2	30.6	34.1	36.9	37.1
34.1	20.1	34.0	25.3	17.0	37.1
21.1	20.0	17.5	30.5	33.1	33.4
142.2	25.5	19.4	8.8	14.5	14.3
14.9	15.9	31.6	27.0	35.2	23.5
43.6	32.6	24.7	20.7	19.3	11.4
16.7	20.9	15.7	29.0	29.6	32.2
25.6	24.8	24.3	15.9	15.6	9.6
12.6	13.8	15.0	39.2	37.1	35.3
23.8	25.0	22.8	18.6	13.4	9.6
15.8	17.1	22.2	30.9	30.9	21.4
20.9	24.7	13.5	9.8	9.4	21.1
9.7	19.7	12.2	15.0	15.0	15.0
15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0
194.6	67.6	74.9	68.7	144.7	201.6
223.9	132.6	95.9	.7	125.9	103.5
102.2	169.0	235.0	41.5	221.5	172.6
96.4	132.1	124.3	173.6	194.7	88.2
44.3	84.1	54.7	124.5	176.8	181.3
279.9	141.8	89.0	31.8	12.8	69.7
241.3	28.2	65.2	143.3	227.9	184.0
456.5	160.4	169.4	178.2	89.2	205.9
47.7	134.4	44.0	214.1	141.9	171.1
350.2	177.6	146.2	75.7	65.1	128.8
100.1	46.0	232.2	87.1	163.0	245.4
155.6	279.2	163.8	152.1	88.4	115.5
79.0	168.7	57.0	152.9	120.0	115.8
307.8	183.0	140.1	20.2	35.1	37.4
103.7	188.9	133.2	109.5	69.1	286.9
122.3	144.0	118.5	274.0	48.8	97.1
90.5	30.3	51.8	144.9	117.8	279.1
193.5	314.2	49.7	28.6	39.4	125.0
108.5	89.4	112.6	82.9	124.9	210.8
207.6	233.7	138.9	70.4	91.8	48.1
29.0	129.9	111.9	113.2	279.0	166.6
168.0	196.5	42.8	44.3	62.3	235.3
155.3	145.3	58.4	80.3	221.1	134.2

dernière ligne des données en tritium
données de précipitation à partir du janvier 1951

249.5	115.1	124.7	45.6	64.7	184.3
72.2	19.2	99.9	64.8	110.5	174.1
148.5	250.4	104.8	65.8	94.4	34.9
15.8	95.8	92.1	156.2	186.4	166.1
162.0	216.0	97.9	256.3	204.4	124.4
117.4	148.0	138.9	198.8	275.8	269.3
189.5	157.4	146.2	8.2	68.1	179.6
101.4	86.1	171.1	125.0	222.5	228.9
300.4	295.0	88.6	53.5	84.3	213.7
164.4	68.7	223.1	198.6	125.8	145.5
130.1	127.5	132.2	63.0	67.2	101.3
230.1	37.0	86.4	62.6	100.4	141.0
282.5	181.8	201.8	148.6	49.6	68.2
98.0	47.4	46.0	119.9	71.0	193.9
121.0	258.1	53.1	34.4	99.0	64.9
58.6	247.2	95.3	151.0	158.0	189.5
286.8	292.6	148.1	178.0	122.4	66.6
10.4	113.5	88.8	34.9	120.1	270.0
108.6	177.9	96.3	24.8	88.4	116.9
13.0	41.7	20.0	172.7	159.0	144.5
198.0	120.5	39.7	148.9	184.1	17.4
73.1	132.6	61.2	119.0	99.4	221.7
125.1	114.1	112.1	123.4	293.7	207.1
193.4	75.1	68.0	93.7	182.9	282.3
285.9	207.4	173.6	143.5	150.8	331.3
199.1	31.8	135.1	122.7	130.0	324.4
303.4	220.0	55.0	49.7	102.5	13.3
266.5	9.1	36.2	82.2	197.6	165.5
167.9	228.6	147.9	58.2	155.8	107.9
105.7	125.8	97.3	202.7	102.4	151.4
303.5	136.1	91.9	43.5	129.2	151.8
85.0	58.1	176.5	53.7	176.0	186.7
157.8	126.9	263.6	166.5	25.2	71.5
89.1	56.2	177.5	154.9	90.7	258.7
246.9	198.4	132.3	56.8	304.2	113.7
85.8	100.9	84.2	233.1	94.7	224.0
193.4	273.4	102.5	192.7	93.7	132.8
250.0	63.0	108.0	24.0	107.0	148.0
328.0	246.0	115.0	160.0	155.0	131.0

169.0	32.0	88.0	68.0	112.0	216.0
207.0	166.0	58.0	85.0	46.0	126.0
267.0	59.0	55.0	109.0	134.0	275.0
84.0	182.0	142.0	113.0	104.0	103.0
91.0	109.0	70.0	70.0	151.0	154.0
151.0	162.0	197.0	38.0	27.0	70.0
87.0	186.0	62.0	129.0	145.0	242.0
178.0	366.0	120.0	55.0	101.0	108.0
246.0	28.0	125.0	74.0	117.0	96.0
140.0	194.0	59.0	87.0	39.0	164.0
124.0	126.0	142.0	113.0	208.0	143.0
207.0	190.0	132.0	45.0	152.0	172.0
118.0	117.0	302.0	69.0	125.0	154.0
206.0	198.0	177.0	106.0	171.0	314.0
84.0	97.0	63.0	140.0	107.0	212.0
258.0	230.0	149.0	94.0	49.0	71.0
1.4	128.6	85.7	135.8	94.8	266.9
214.0	98.7	88.7	137.0	150.0	70.6
48.2	28.5	50.6	72.4	240.0	100.0
100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
1. 1. 1.	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
1. 1. 1.	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15

Source (Manual FLOWPC, 2002)

dernière ligne des donnees de precipitation
coefficients d'infiltration Jan.-Dec.

Fichier d'entrée de la zone d'étude

MORONDAVA - TRITIUM

1951. 2000. 2004. 1. 12.3 0. 1. 0. 2.

tritium dans les précipitations à partir de janvier 1951

1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4
1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
1.9	1.9	1.9	1.9	1.9	1.9
2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6
2.6	2.6	2.6	2.6	2.6	2.6
3.4	3.4	3.4	3.4	3.4	3.4
3.4	3.4	3.4	3.4	3.4	3.4
4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7
4.7	4.7	4.7	4.7	4.7	4.7
6.3	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3
6.3	6.3	6.3	6.3	6.3	6.3
8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5
8.5	8.5	8.5	8.5	8.5	8.5
10.1	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1
10.1	10.1	10.1	10.1	10.1	10.1
9.3	9.3	9.3	9.3	9.3	9.3
9.3	9.3	9.3	9.3	9.3	9.3
8	8	8	8	8	8
8	8	8	8	8	8
9	9	9	9	9	9
9	9	9	9	9	9
27.4	34.3	22.4	24.8	38.1	22.8
11.9	28.2	24	22.6	25.5	25.6
30.9	26.9	30.8	23	16.5	27.6
24.7	31.8	26.5	26.2	23.7	21.3
26.3	20.3	51.1	99.7	43.1	24.2
42.2	149.1	112.6	93.3	74	35.8
30.3	22.2	28.4	21.6	21.9	190.3
32	29.4	28.3	27.8	18.9	21.7
19.5	23.3	21.4	32	17.1	12.3
26.4	32.5	43.6	52.1	35.7	19.4
98.5	298	122.2	187.5	104	16.7
10.5	134.4	36.7	38.6	106	99.6
35.1	39.6	19.7	11.7	10.8	10.8
21	17	15.5	15.4	23.8	27.4
18.4	18.9	19.5	19.5	21.7	18.7
27	24.1	20.4	21.1	21.1	21.4
22.9	27.3	17.4	14.9	14.8	13.5
15.5	21.1	15.9	17.3	11.7	15.8
15.8	21.6	20.7	34.3	13.5	9.8
24.7	30.7	25	28.4	21.7	21.2
13.4	13.1	9.2	11.5	12.6	11.6

13	14.3	12.2	15.9	19.6	20.5
12.3	12.4	21.5	18.7	14.2	8.7
7.2	8.5	17.5	7.1	11.7	13.4
7.4	5.6	3.8	7.6	6.9	6.5
5.5	8.4	3.8	10.9	6.1	6.3
5.1	5.2	5.4	5.6	4.8	4
4.9	5.7	4.4	5	6.8	3.1
6.3	6.2	5.5	6.8	5.7	5.6
4.9	4.5	6.3	4.5	8.2	4.5
5.2	4.9	6.8	8.7	5	6.5
5.9	4.5	5	5.3	6.6	8.1
6	4.8	7.7	6.1	3.5	4
4.3	3.5	2.6	4	4.6	4.6
4.5	3.9	3.5	2.2	3.9	3.6
5.2	3.8	1.8	3.5	3.1	3
4.3	4.7	5	3.8	5.3	2.2
4.3	4.3	3.4	4.1	4.7	4.5
4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
4.5	4.5	4.5	4.5	4.5	4.5
4.2	4.1	3.6	4.4	3.6	3.6
4.8	4.6	4.5	4	5.9	2.5
5.2	4.4	4.1	3	2.7	2.5
2.5	1.7	2.6	3.4	2.4	3.2
2.3	2.2	2.2	2.6	1.8	3.5
1.8	3.1	3.9	2.3	2.9	3.6
4.2	4.8	4.6	3.9	2.4	2.2
3.2	1.8	3.2	4.8	2.2	2.9
2.8	2.8	10.9	10.1	9.3	2.6
3.4	2.9	2.7	2.8	2.7	2.8
2.5	2.6	2.8	2.8	2.9	2.9
2.8	2.7	2.8	2.8	3.4	3.1
2.9	2.9	2.9	2.8	2.9	2.9
4.2	2.9	2.7	2.9	2.9	2.9
2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8
2.8	2.8	2.8	2.8	2.8	2.8
2.8	2.7	2.8	2.5	2.7	2.6
2.8	3.6	3.1	2.3	3.1	3.1
2.7	2.7	2.8	2.8	2.7	2.7
2.8	2.4	2.8	2.7	2.7	2.7
2.5	2.7	2.7	2.7	3.7	2.7
2.7	3.2	2.7	2.8	3	2.6
2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9
2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9
2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9
2.9	2.9	2.9	2.9	2.9	2.9
2	2	2	1.8	2.2	1.7

2	2.1	2	2	2.1	2
1.9	1.9	1.9	1.9	1.5	1.5
1.3	2	1.9	1.9	2.9	2.3
2.5	2.5	2.5	1.9	2.2	1.8
1.8	2.6	3.9	2.1	2.5	2.5
1.5	1.5	1.5	1.5	1.1	1.3
1.8	1.4	1.7	1.5	1.5	1.5
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
1.46	1.46	1.46	1.46	1.46	1.46
183.6	204.8	34.8	34.9	0	4.8
2.8	0.7	3.1	6.1	23.1	118.5
274.1	96.1	299.3	79.7	7.7	1.9
0	0	1	11.5	5.2	138.8
461.6	451.3	355.5	0.2	1.3	1.2
0	0.5	10	0.2	37.4	32
613.7	504.6	180.8	0.4	0	2.8
0	0.2	0	1.8	3	100.3
259.5	21.6	183	0.4	0.2	2.5
0	5.1	0.8	0.5	0.2	26.1
238	325.1	46.3	16.4	0	0
0	0	1.5	0.6	36.8	37
54.5	130.8	154.4	43.1	56.3	0
0	0	0	0	1.9	168.1
289.7	194.3	144.4	3.1	0	0
0	7	15.7	0	8.4	115.9
286.7	110.1	41	0	0	0.1
0	0	0	1.2	5.5	180.2
121.6	49.6	69.2	3.6	5.7	0
0	2.5	0	38.5	66.3	75.7
58.9	117.3	100.7	0.3	6	2.4
0.3	2.2	0	0	9.7	127.5
102.3	168.9	67.6	3.8	35.3	0
0	5.3	0	88.1	0	32.2
190.6	401.5	128.8	0	5.5	0
17.9	0	0	0	134.6	127.9
215.1	168.7	83.2	4.4	0	2.9
2.1	35.4	4.3	0	56.6	155.3
266	42	96.1	0	0	4.1
0	0	18.3	4.4	0	143
125.9	401.8	26.1	0	65.1	12.3

dernière ligne des données en tritium
données de précipitation à partir du janvier 1951

0	0.3	0	30.2	48.1	224
267.9	56.3	277.5	10.4	0	0
0	0.1	0	0.2	28.7	274.9
77.3	587.7	30.3	6.4	85.2	0
0	0	20.7	4.3	0.2	83.5
115.2	280.6	17.9	0	23.9	4
0	0	0	0	3.4	263.7
577.1	39.1	3.2	0.1	0	0
0	0	0	0.3	0	449.5
353.3	325.9	63.9	0	43.5	0
0	0	0	7.4	0.3	24.3
171.6	180	98	0	3.1	0.3
5.4	0.1	0.5	22.3	0	207.5
392.9	104.2	259.2	4.8	3.9	7.4
0.7	0.1	0	0	36.1	97.3
246.6	72	59.3	98.5	3.4	0
0.2	0	5.2	0	11.4	561.2
179.7	159.1	52.4	6.7	7.6	7.7
0.2	0	0	4.3	16.4	247.8
124.5	153.1	50.2	4.3	4.1	2.9
7.8	14.9	0	29.9	0.9	131.8
844.6	355.1	67	36.6	0	0
0	0	1.1	2.7	108.8	31.1
56.4	150.2	116.2	52.9	0	0
14.8	0	0	0	3.9	15.1
40.4	235	44	27.5	0	0.2
12.2	0	0	0	23.7	249.3
173.4	7.5	26.6	55.5	0	0
0.9	0	34.6	0.5	1.8	222.9
73.1	225.6	59.9	0	0.5	0
0	0	12.9	2.5	52.4	46.8
605	193.8	233.2	3.1	0	1.1
0	0.1	0	23.4	8.3	138.3
254.8	126.7	56.4	0	9.5	0
0	3.6	0	0	0	32.9
268.4	398.2	57.8	38.2	0	0
0	1.7	0	7.4	4.8	243.3
172.4	78.3	15.4	3.5	0	0
6.5	0	1.7	29.9	3.5	97
49.1	283.2	217.7	1.2	7	24.5
0	0	0	85.6	4	77.4
313.2	64.5	95.5	10.5	0	2.3
0.7	0	0	1.6	10.9	128.1
338.5	170.1	199.7	0	0	0
0	0	0	0	11.8	52.7
258.3	242.5	80.5	21.7	37.3	0
0	0.9	10	8.9	33.4	94.7
236.4	181.6	0.1	53.1	0	0

0	8.1	0	3.9	4.9	75.6
127.4	538.1	68.8	81.4	0	0.4
0	0	6.9	2.9	0	50.4
278.1	141.7	28.1	0	0	0
0	0	1	0	99.1	35.9
335.9	292.5	54.6	0	13	0
0	0	1.2	0	2	81.9
376.1	388.7	20.2	26.3	3.1	0
0	0	0	9.5	0	40.3
345.1	262.1	17.9	1.5	2.4	0
0	0	0	0	68.9	247.9
396.9	106.2	197.5	0	0.2	5
0	0	0.2	0	0	46.5
365	59.9	71.9	34.3	0	0
0	0	0	0.52	46.7	11.1
263.9	410.5	10.7	0	0	1.8
0	0	0.2	0	12.6	69.2
218.7	341	28.5	0.5	0	0
0	0	0.6	0	9.4	153.2
338.7	190.8	176.3	0	0	0
2.9	0	0.2	0	199.2	115.3
274.94	190.36	86.78	19.36	2	0.22
0.18	1.08	9.5	6.76	13.46	136.84
226.3	167.72	121.76	7.38	8.86	5.36
1.44	0.18	2.34	25.2	12.72	89.98
270.78	308.52	34.36	32.16	3.22	0.08
0	1.62	1.82	3.26	21.2	56.82
317.92	235.94	65.3	7.26	0.52	1.36
0	0	0.2	0.104	27.52	105.58
1	1	1	0.1	0.1	0.1
0.1	0.1	0.1	1	1	1

dernière ligne des données en précipitation
coefficients d'infiltration Jan-Dec

Annexe 3- Résultats détaillés

Site	Date	Code	Type d'ouvrage	Profondeur (m)	Altitude (m)	pH	Eh (mV)	CE (μ S/cm)	T (°C)	Salinité (‰)	STD (mg/L)	DO (mg/L)
FORAGE												
Données 2003												
Marovoay	05/06/2003	B1	équipé	82	14	6,68	21	450	27,4	0,2	225	
Manamby	05/06/2003	B2	artésien	40	40	6,35	42	170,6	28	0,1	85,3	
SUCOMA-Betsipotika Croisement Belo sur	06/06/2003	B3	équipé	69	25	6,95	4	332	28,6	0,2	165,8	
Tsiribihina	06/06/2003	B4	équipé	82	14	6,91	7	417	27,8	0,8	208	
Andranomena	07/06/2003	B5	artésien	78	6	6,6	27	748	28,1	0,4	374	
Ampandra	10/06/2003	B6	équipé	82	34	6,73	18	366	270	0,2	183,7	
Tsimahavaobe JIRAMA	10/06/2003	B7	équipé	50	28	6,33	42	507	27	0,2	254	
Données 2004												
Amboriky Croisement Belo sur	14/06/2004	B8	équipé	82	60	6,71	17	58,9	28,6	0	29,5	0,15
Tsiribihina	15/06/2004	B4	équipé	82	16	7,07	-3	369	27,6	0,2	184,3	2,03
Ampandra	15/06/2004	B6	équipé	82	16	7,01	2	250	27,1	0,1	125,1	2,58
Soafosa	15/06/2004	B9	artésien	50	58	6,98	1	234	28,1	0,1	116,8	2,49
Manamby	15/06/2004	B2	artésien	40	83	6,5	30	175,5	28	0,1	87,7	5,14
Tsimahavaobe JIRAMA	16/06/2004	B7	artésien	50	16	6,62	23	555	27,6	0,3	278	2,01
Andranomena	16/06/2004	B5	artésien	78	13	6,51	30	742	28,2	0,4	371	1,12
Marofandilia	16/06/2004	B10	non-équipé	88	26	7,33	-20	316	29,9	0,1	156,9	1,2
SUCOMA Betsipotika	17/06/2004	B3	artésien	69	13	7,04	-1	313	27,4	0,1	156,5	2,47
SUCOMA sugar cane field	17/06/2004	B11	équipé		21	6,69	19	667	27	0,3	333	1,25
Tableau 1. Paramètres de terrain, Données 2003, 2004, 2005 (Source : Madagascar-INSTN, 2007)												
Données 2005												
Croisement Belo sur												
Tsiribihina	22/05/2005	B4	équipé	82	14	6,77	1	364	27,3	0,2	182,2	1,65
Ampandra	22/05/2005	B6	équipé	82	34	6,74	2	269	27	0,1	134,3	2,32
Tsimahavaobe F1 JIRAMA	23/05/2005	B12	artésien	50	28	6,64	7	528	27,5	0,3	264	4,9
Tsimahavaobe F2 JIRAMA	23/05/2005	B13	artésien	50	28	6,32	25	544	28,2	0,3	272	3,78
Betesda	23/05/2005	B14	équipé	51	4	6,45	19	1135	27,7	0,6	567	1,9
Ampataka	24/05/2005	B15	équipé	33	6	5,75	61	2580	28,9	1,3	1292	2,26

Ampataka école	24/05/2005	B16	équipé	36	6	6,4	21	2780	31,7	1,14	1392	503
Marofandilia	24/05/2005	B17	équipé	88	23	6,53	16	515	28,1	0,2	258	2,76
Manamby	26/05/2005	B2	artésien	40	40	6,2	33	164,6	28,2	0,1	82,3	3,61
Amboriky	26/05/2005	B8	équipé	82	60	6,72	3	279	27,7	0,1	139,4	2,2
Soafosa	26/05/2005	B9	artésien	50	58	6,73	-1	225	27,8	0,1	112,3	2,1
Antsakoavaky	26/05/2005	B18	équipé		43	6,72	5	181,9	27,8	0,1	90,9	3,22

PUITS

Données 2003												
Morafeno	05/06/2003	W1	équipé	6,15	7	6,72		416	28,6	0,2	207	
Ambalarano	05/06/2003	W2	équipé	6,06	3,16	6,88	9	480	28	0,2	261	
Tanandava Andrefana	05/06/2003	W3	équipé	5,88	12	7,06	-2	450	28,6	0,2	243	
Tanandava Benjamino	05/06/2003	W4	équipé	4,4	15	6,99	2	450	28,4	0,2	243	
Benjamino	05/06/2003	W5	équipé	4,47	15	7,04	0	422	28	0,2	211	
Bekignana Ankilivalo	06/06/2003	W6	équipé	5,07	58	6,37	40	557	26,5	0,3	279	
Tsaramandroso Ankilivalo	06/06/2003	W7	équipé	4,45	58	6,43	35	201	27,4	0,1	100,8	
Tanambao Saraha	06/06/2003	W8	équipé	6,7	29	6,94	6	677	28,7	0,3	338	
Betesda	07/06/2003	W9	non- équipé	5,2	4	6,93	7	6250	27,2	3,4	3120	
Ampataka2	07/06/2003	W10	non- équipé	6	6	7,4	-22	1687	21,1	0,8	838	
Ampataka1	07/06/2003	W11	non- équipé	6	6	7,15	-7	3560	26,2	1,9	1780	

Tableau 1. Suite (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Marofandilia	07/06/2003	W12	non- équipé	6,4	15	6,85	12	2700	29,5	1,4	1351	
Tsimafana	07/06/2003	W13	non- équipé	12	22	6,6	27	1050	28,4	0,5	515	
Ankilizato Avaradrova	09/06/2003	W14	équipé	6,79	188	5,83	72	507	28,9	0,2	251	
Ankilizato Carroo	09/06/2003	W15	non-équipé	8,55	185	6,13	54	391	29,7	0,2	195,6	
Ambatolahy	11/06/2003	W16	non-équipé	10	105	5,56	87	203	28,2	0,1	101,3	

Données 2004

Morafeno	18/06/2004	W1	équipé	6,15	7,4	6,98	3	400	28,5	0,2	199,6	1,64
Ambalarano	18/06/2004	W2	équipé	5,86	3,16	7,19	-11	434	28,3	0,2	217	1,14
Tanandava	18/06/2004	W17	équipé	5,88	14,6	7,14	-8	673	28,1	0,3	336	1,22
Tanandava Benjamino	18/06/2004	W4	équipé	4,4	7,56	7,38	-21	491	28	0,2	246	1,4
Tanambao Saraha	18/06/2004	W8	équipé	6	20	7,17	-9	547	28,9	0,3	273	1,44
Campement Analaiva	18/06/2004	W18	équipé	6,4	24,4	7,21	-12	830	27,7	0,4	415	1,33
Croisement Ankilivalo	18/06/2004	W19	équipé	7	40,64	6,84	10	186,7	27,5	0,1	93,3	1,21
Ankilivalo Mahabo	18/06/2004	W20	équipé	8,7	20,9	6,73	17	499	27,1	0,2	249	1,4
Ankilizato-Avaradrova	19/06/2004	W14	équipé	6,79	16,8	5,95	64	561	28,5	0,3	280	1,57
Ankilizato Carroo	19/06/2004	W15	équipé	8,55	79	6,28	44	306	29,2	0,1	152,9	1,88
Mavogiso	19/06/2004	W21	équipé	6,6	173	6,9	6	646	28,3	0,3	323	3
Betesda	20/06/2004	W9	non-équipé	5,2	9,78	7,34	-20	6480	26,2	3,5	3240	1,35

Tsimitiha	20/06/2004	W22	équipé	5,9	48	7,3	-18	512	27,9	0,2	256	1,82
Données 2005												
Ankilizato Carroo	25/05/2005	W15	non-équipé	8,55	185	6,21	34	259	29,3	0,1	129,7	4,72
Morafeno	22/05/2005	W1	équipé	6,15	7,4	6,82	-3	492	29,4	0,2	246	2,07
Ambalarano	22/05/2005	W2	équipé	5,86	3,16	6,99	-12	421	28,8	0,2	210	2,25
Bemanonga	22/05/2005	W23	équipé			7,03	-16	663	28,5	0,3	331	2,19
Tanandava Benjamino	22/05/2005	W4	équipé	4,4	7,56	7,33	-33	563	28,8	0,3	281	2,56
Betesda	23/05/2005	W9	non-équipé	5,2	4	7,27	-30	7320	28,2		3660	2,21

Tableau 1. Suite (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Anjaha	23/05/2005	W24	équipé		12,2	7,11	-20	747	27,8	0,4	373	2,85
Ankilizato Avaradrova	25/05/2005	W14	équipé	6,79	188	5,86	55	162,3	28,7	0,1	81,1	3,71
Croisement Ankilivalo	26/05/2005	W19	équipé	7	40,64	6,68	5	182	28,5	0,1	91	3,18

CANAL D'IRRIGATION

Données 2003												
Dabara en aval	06/06/2003	C1			29	7,4	-21	138,1	26,4	0,1	69	
Betesda	07/06/2003	C2			4	7,08	-5	144,4	21,5	0,1	72,1	
Données 2004												
Betesda	20/06/2004	C1			29	7,57	34	356	25,7	0,2	178	
Données 2005												
Betesda	23/05/2005	C1			29	7,51	-44	1060	25	0,5	530	

TROU OUVERT

Données 2003												
Betesda	07/06/2003	H1		2	4	6,65	23	261	22,7	0,1	130,7	
Données 2004												
Betesda	20/06/2004	H1		2	4	7,47	-27	605	24,8	0,3	301	
Betesda	20/06/2004	H2		2		7,87	-52	31800	24,3	19,8	15870	

Tableau 1. Suite et fin (Source : Madagascar-INSTN)

Type														
Site	Date	Code	d'ouvrage	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Sr ⁺²	SiO ₂	Fe
F O R A G E														
Données 2003														
Marovoay	05/06/2003	B1	équipé	28	13,2	41,5	13,8	130	41	0	71	0,2635		
Manamby SUCOMA-	05/06/2003	B2	artésien	14,2	6,5	8,6	6,4	74	10,5	1,2	9	0,0803		
Betsipotika Croisement Belo sur	06/06/2003	B3	équipé	31	10,3	22,5	10,4	162	13	0	27	0,236		
Tsiribihina	06/06/2003	B4	équipé	41	14,1	29	11,5	170	38	0	50	0,4053		
Andranomena	07/06/2003	B5	artésien	2,85	1,4	148	10,6	110	160	0	34	0,2128		
Ampandra Tsimahavaobe	10/06/2003	B6	équipé	29	11	26	9	120	31	0	36	0,3002		
JIRAMA	10/06/2003	B7	équipé	18	12	63	16	155	48	3,3	50	0,1716		
Données 2004														
Amboriky Croisement Belo sur	14/06/2004	B8	équipé	32,83	8,25	10,23	8,25	154	7,03	< MDL	11,74		16,00	
Tsiribihina	15/06/2004	B4	équipé	31,38	11,65	17,41	8,40	170	17,20	< MDL	29,56		29,00	0,02
Ampandra	15/06/2004	B6	équipé	19,31	6,00	17,72	5,31	120	14,44	< MDL	13,88		24,80	0,02
Soafosa	15/06/2004	B9	équipé	23,71	4,21	10,49	5,93	90	13,48	< MDL	12,21		15,80	0,03
Manamby Tsimahavaobe	15/06/2004	B2	artésien	14,72	5,86	5,61	6,39	74	10,43	1,91	7,80		20,80	0,01
JIRAMA	16/06/2004	B7	équipé	20,40	9,61	74,65	11,05	134	66,86	1,95	49,70		24,60	0,01
Andranomena	16/06/2004	B5	artésien	7,26	< MDL	156,37	5,77	110	156,30	0,25	27,87		24,50	0,02

Tableau 2. Composition chimique, Données 2003, 2004, 2005 (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Marofandilia SUCOMA	16/06/2004	B10	non- équipé non-	36,53	6,83	16,49	6,03	170	9,81	0,21	6,19		7,60	0,02
Betsipotika	17/06/2004	B3	équipé	29,24	10,09	20,10	8,25	112	8,23	1,14	< MDL		26,90	0,01

SUCOMA sugar													
cane field	17/06/2004	B11	équipé	51,93	15,24	57,28	9,69	95	97,88	< MDL	< MDL	30,70	0,03
Données 2005													
Croisement Belo sur													
Tsiribihina	22/05/2005	B4	équipé	37,27	13,27	20,36	7,81	132,0	17,06	4,9	44,3	31,40	0,02
Ampandra	22/05/2005	B6	équipé	22,37	7,94	21,86	5,87		20,04	4,8	23,79	22,60	0,02
Tsimahavaobe F1													
JIRAMA	23/05/2005	B12	équipé	16,87	10,56	76,02	11,02	138	71,65	7,7	44,57	26,60	0,01
Tsimahavaobe F2			équipé										
JIRAMA	23/05/2005	B13		10,66	7,93	89,27	10,25	110	95,4	10,2	31,21	31,20	0,02
Betesda	23/05/2005	B14	équipé	93,95	34,63	87,35	12,68	133	270	4,3	84,83	33,50	0,16
Ampataka	24/05/2005	B15	équipé	104,01	75,88	309,22	18,89	28	798	4,1	107	37,50	0,16
Ampataka école	24/05/2005	B16	équipé	103,23	68,00	267,26	19,97	30	758	2,1	97,5	39,80	0,85
Marofandilia	24/05/2005	B17	équipé	40,25	16,58	39,59	8,87	112	108	4,7	13,42	30,80	0,02
Manamby	26/05/2005	B2	artésien	13,21	6,18	8,04	5,47	47,0	11,64	7,8	8,82	22,50	0,01
Amboriky	26/05/2005	B8	équipé	34,48	8,00	8,17	5,71	100	9,28	11,1	11,12	18,50	3,19
Soafosa	26/05/2005	B9	équipé	22,91	4,77	12,27	5,91	77	15,4	3,3	13,73	18,00	0,03
Antsakoavaky	26/05/2005	B18	équipé	17,60	4,31	10,10	6,12	80	7,87	4,5	10	22,10	0,01
P U I T S													
Données 2003													
Morafeno	05/06/2003	W1	équipé	55,4	8,3	12,5	14,9	210	12	20	16	0,2575	

Tableau 2. Suite (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Ambalarano	05/06/2003	W2	équipé	74	11,6	18,3	11	274	21	2,5	24	0,3498	
Tanandava			équipé										
Andrefana	05/06/2003	W3		58	17,8	15,8	14,5	286	15	5,5	13,5	0,3703	
Tanandava			équipé										
Benjamino	05/06/2003	W4		60	16,9	18,4	7,1	274	14,5	3,6	13	0,3748	
Benjamino	05/06/2003	W5	équipé	58	12,1	15	4,5	250	14	1,8	9,5	0,3804	
Bekignana			équipé										
Ankilivalo	06/06/2003	W6		48,5	16,5	36,7	18,4	228	56	0	30	0,2689	
Tsaramandroso			équipé										
Ankilivalo	06/06/2003	W7		18,3	4,3	6,4	24,3	120	1,5	0	8,1	0,1731	
Tanambao Saraha	06/06/2003	W8	équipé	54	24,7	43	28	180	54	132	38	0,5819	

Betesda	07/06/2003	W9	non-équipé	382	10,7	948	108	390	1350	35	850	6,1184	
Ampataka2	07/06/2003	W10	non-équipé	79,5	42,3	170	44	186	440	0	45	0,726	
Ampataka1	07/06/2003	W11	non-équipé	220	125	84	125	340	825	0	80	1,0374	
Marofandilia	07/06/2003	W12	non-équipé	230	78	215	21	250	610	170	130	1,1726	
Tsimafana	07/06/2003	W13	non-équipé	60,9	17,6	68,9	78	110	105	210	59	0,7195	
Ankilizato													
Avaradrova	09/06/2003	W14	équipé	41	18,5	24	18,5	66	48	125	29	0,4386	
Ankilizato Carroo	09/06/2003	W15	non-équipé	21	6,5	43	9,5	72	36	75	6	0,3415	
Ambatolahy	11/06/2003	W16	non-équipé	4,9	4,9	14	21	18	25	50	0	0,1059	
Données 2004													
Morafeno	18/06/2004	W1	équipé	32,31	1,77	1,25	3,95	160	10,09	3,93	< MDL	19,70	0,32
Ambalarano	18/06/2004	W2	équipé	41,29	3,56	4,70	4,23	185	7,19	0,44	11,27	22,70	0,2
Tanandava	18/06/2004	W17	équipé	42,03	8,12	40,65	15,13	219	36,75	0,76	29,89	24,90	0,44
Tanandava													
Benjamino	18/06/2004	W4	équipé	49,33	12,43	11,48	3,83	224	7,81	0,89	6,53	23,30	0,05
Tanambao Saraha	18/06/2004	W8	équipé	31,82	11,53	36,77	14,84	113	28,93	54,98	29,89	44,60	0,03
Tableau 2. Suite (Source : Madagascar-INSTN, 2007)													
Campement Analaiva	18/06/2004	W18	équipé	82,77	14,57	33,05	45,00	306	9,85	< MDL	90,52	43,40	0,83
Croisement			équipé										
Ankilivalo	18/06/2004	W19		16,42	3,58	2,78	14,17	81	1,72	0,38	12,88	22,20	0,07
Ankilivalo Mahabo	18/06/2004	W20	équipé	37,41	12,26	28,23	10,20	183	32,75	0,00	20,32	15,50	0,44
Ankilizato-			équipé										
Avaradrova	19/06/2004	W14	non-	41,11	15,74	17,39	13,61	40	64,75	123,78	13,89	34,60	0,02
Ankilizato Carroo	19/06/2004	W15	équipé	9,82	2,64	40,70	4,93	39	26,44	61,51	9,44	42,60	0,07
Mavogiso	19/06/2004	W21	équipé	57,96	10,05	4,36	74,83	181	17,36	69,40	48,05	15,90	0,06
			non-										
Betesda	20/06/2004	W9	équipé	177,94	90,31	1003,93	66,52	324	1475,11	47,11	922,48	21,10	
Tsimitiha	20/06/2004	W22	équipé	42,37	13,32	32,25	38,92	249	24,62	12,19	27,02	56,20	0,04
Données 2005													
Morafeno	22/05/2005	W1	équipé	62,92	10,46	17,50	15,30	163	24,74	23,1	32,67	21,20	0,23
Ambalarano	22/05/2005	W2	équipé	56,87	9,45	12,73	6,48	192	18,26	4,8	18,94	25,30	0,25
Bemanonga	22/05/2005	W23	équipé	62,27	14,51	57,29	24,93	331	41,04	5,2	33,07	27,00	0,30
Tanandava													
Benjamino	22/05/2005	W4	équipé	68,74	20,01	20,73	11,24	231	33,3	7,1	28,97		1,23
Betesda	23/05/2005	W9	non-	409,62	108,65	1196,56	71,03	347	1923	10,7	1089	23,00	0,02

Anjaha Ankilizato	23/05/2005	W24	équipé équipé	78,19	15,44	70,16	50,46	463	11,49	2,6	73,1	48,70	0,67
Avaradrova Croisement	25/05/2005	W14	équipé	10,75	4,69	10,14	7,43	30	13,82	13,2	7,96	35,60	0,01
Ankilivalo	26/05/2005	W19	équipé	14,47	4,58	4,51	21,18	86	1,79	2,8	8,67	22,80	0,35

Tableau 2. Suite(Source : Madagascar-INSTN, 2007)

TROU OUVERT													
Données 2003													
Betesda	07/06/2003	H1		24,3	5,4	15,2	19,6	96	22	0	23		
Données 2004													
Betesda	20/06/2004	H1		56,49	10,49	45,97	20,65	214	31,02	< MDL	27,94		
Betesda	20/06/2004	H2		2002,13	702,53	5150,35	58,58	205	12300,49	< MDL	2403,16		

Tableau 2. Suite et fin (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Les concentrations sont en mg/l

Site	Date	Code	Type d'ouvrage	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	^3H (UT)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$
FORAGE								
Données 2003								
Marovoay	05/06/2003	B1	équipé	-5,11	-36,1	0,28	0,713109	
Manamby SUCOMA-	05/06/2003	B2	artésien	-6,16	-40,8	0,32	0,718077	
Betsipotika Croisement Belo sur	06/06/2003	B3	équipé	-4,43	-32,1	1,13	0,713767	
Tsiribihina	06/06/2003	B4	équipé	-4,35	-30,2	1,02	0,713930	
Andranomena	07/06/2003	B5	artésien	-5,76	-37,3	0,03	0,715597	
Ampandra	10/06/2003	B6	équipé	-4,67	-32,6	0,63	0,713355	

Tsimahavaobe							
JIRAMA	10/06/2003	B7	équipé	-5,59	-37,3	0,06	0,711311
Données 2004							
Amboriky Croisement Belo sur	14/06/2004	B8	équipé	-4,38	-29,21	0,8	
Tsiribihina	15/06/2004	B4	équipé	-4,44	-29,07	0,5	
Ampandra	15/06/2004	B6	équipé	-4,88	-31,31	0,0	
Soafosa	15/06/2004	B9	équipé	-5,95	-38,41		
Manamby Tsimahavaobe	15/06/2004	B2	artésien	-6,23	-39,49	0,0	
JIRAMA	16/06/2004	B7	équipé	-5,64	-35,75	0,0	
Andranomena	16/06/2004	B5	artésien non-	-5,76	-37,30		
Marofandilia SUCOMA	16/06/2004	B10	équipé non-	-5,78	-37,77	0,0	
Betsipotika SUCOMA sugar	17/06/2004	B3	équipé	-4,48	-30,32	0,6	
cane field	17/06/2004	B11	équipé	-5,10	-34,78	0,0	
P U I T S							
Données 2003							
Morafeno	05/06/2003	W1	équipé	-4,57	-34,3	1,58	0,712277
Ambalarano	05/06/2003	W2	équipé	-4,3	-31,3	1,36	0,713857

Tableau 3. Composition isotopique. Données 2003, 2004 (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Tanandava							
Andrefana Tanandava	05/06/2003	W3	équipé	-4,03	-30,5	1,02	0,711855
Benjamino	05/06/2003	W4	équipé	-4,11	-30,1	1,64	0,711835
Benjamino Bekignana	05/06/2003	W5	équipé	-3,74	-28,7	1,32	0,711859
Ankilivalo	06/06/2003	W6	équipé	-3,92	-28,5	1,43	0,715482
Tsaramandroso	06/06/2003	W7	équipé	-5,09	-35,1	1,41	0,713809

Ankilivalo Tanambao Saraha	06/06/2003	W8	équipé non-	-4,99	-35,7	1,13	0,714006
Betesda	07/06/2003	W9	équipé non-	-5,72	-38,4	0,98	0,710903
Ampataka2	07/06/2003	W10	équipé non-	-4,41	-31,6	0,24	0,715601
Ampataka1	07/06/2003	W11	équipé non-	-5,93	-40,2	0,25	0,715914
Marofandilia	07/06/2003	W12	équipé non-	-6,2	-41,6	1,33	0,716765
Tsimafana Ankilizato	07/06/2003	W13	équipé	-5,36	-35,2	1,21	0,716912
Avaradrova	09/06/2003	W14	équipé non-	-5,45	-36,3	1,48	0,715109
Ankilizato Carroo	09/06/2003	W15	équipé non-	-4,22	-31	1,73	0,712661
Ambatolahy	11/06/2003	W16	équipé	-2,85	-20,8	1,78	0,711292
Données 2004							
Morafeno	18/06/2004	W1	équipé	-5,14	-34,96	1,5	
Ambalarano	18/06/2004	W2	équipé	-4,55	-32,09	0,4	
Tanandava Tanandava	18/06/2004	W17	équipé	-4,96	-33,32	0,7	
Benjamino	18/06/2004	W4	équipé	-4,13	-29,42	2,4	
Tanambao Saraha	18/06/2004	W8	équipé	-5,40	-36,39	1,3	
Campement Analaiva Croisement	18/06/2004	W18	équipé	-3,61	-27,76	1,8	
Ankilivalo	18/06/2004	W19	équipé	-5,62	-40,03	1,2	

Tableau 3. suite (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Ankilivalo Mahabo	18/06/2004	W20	équipé	-6,12	-44,22	1,4	
Ankilizato-	19/06/2004	W14	équipé	-5,33	-37,09	1,3	

Avaradrova							
Ankilizato Carroo	19/06/2004	W15	équipé	-4,29	-30,81	0,99	
Mavogiso	19/06/2004	W21	équipé	-11,68	-79,68	1,3	
Betesda	20/06/2004	W9	non-équipé				
Tsimitiha	20/06/2004	W22	équipé	-5,29	-35,00	1,1	
CANAL D'IRRIGATION							
Données 2003							
Dabara en aval	06/06/2003	C1		-5,14	-33,7	1,32	0,712090
Betesda	07/06/2003	C2		-5,19	-36,5	1,5	0,712881
TROU OUVERT							
Données 2003							
Betesda	07/06/2003	H1		-4,97	-33	1,32	0,714360
Données 2004							
Betesda	20/06/2004	H2					4,35

Tableau 3. suite et fin (Source : Madagascar-INSTN, 2007)

Résultats détaillés des modélisations des âges des eaux souterraines de quelques points d'eau

```

*****
*****      PROGRAM FLOWPC      *****
*****      Version 3.2 (12.2000)      *****
*****      *****      *****
*****      Copyright by Piotr Maloszewski      *****
*****      GSF - Institute of Hydrology      *****
*****      D-85764 NEUHERBERG Germany      *****
*****      Tel.: ** 49 89 3187 2583      *****
*****      Fax.: ** 49 89 3187 3361      *****
*****      e-mail: maloszewski@gsf.de      *****
*****      *****      *****
*****      Using for commercial expertises      *****
*****      is not allowed !      *****
*****

***** STATION MORONDAVA – AMBATOLAHY - TRITIUM *****

***** OUTPUT CONCENTRATION *****

          T R I T I U M in [TU]

** Alpha ( 1.00 1.00 1.00 .10 .10 .10 .10 .10 .10 1.00 1.00 1.00) **

          DISPERSION MODEL
          * * D/vx = .0500 * *

          ***** TURNOVER TIME T = 25.0 *****
          *****

          TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
          C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
          C OUT .2328E+01 .2110E+01 .1918E+01 .1748E+01 .1599E+01

          ***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

          *****
          * OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *
          *****
          * * NOB = 3 ME = .870 SIGMA = .027 * *
          *****
          I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth= .1849E-01
          I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth= .3923E-01

```

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= .6831E-01

***** TURNOVER TIME T = 26.0 *****

TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT	.2422E+01	.2197E+01	.1996E+01	.1818E+01	.1660E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

 * OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *

 * * NOB = 3 ME = .933 SIGMA = .020 * *

 I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth= -.5204E-01
 I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth= -.2267E-01
 I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= .1505E-01

***** TURNOVER TIME T = 27.0 *****

TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT	.2506E+01	.2277E+01	.2071E+01	.1886E+01	.1722E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

 * OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *

 * * NOB = 3 ME = .687 SIGMA = .051 * *

 I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth= -.1211E+00
 I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth= -.8474E-01
 I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= -.3997E-01

***** TURNOVER TIME T = 24.0 *****

TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT	.2229E+01	.2021E+01	.1839E+01	.1679E+01	.1540E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *
*****
* * NOB = 3 ME = .551 SIGMA = .059 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth= .8818E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth= .9894E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= .1181E+00
*****

```

```

***** TURNOVER TIME T = 25.0 *****
*****

```

```

TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .2328E+01 .2110E+01 .1918E+01 .1748E+01 .1599E+01

```

```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *
*****
* * NOB = 3 ME = .870 SIGMA = .027 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth= .1849E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth= .3923E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= .6831E-01
*****

```

```

***** TURNOVER TIME T = 25.0 *****
*****

```

```

TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .2328E+01 .2110E+01 .1918E+01 .1748E+01 .1599E+01

```

```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *
*****
* * NOB = 3 ME = .870 SIGMA = .027 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth= .1849E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth= .3923E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= .6831E-01
*****

```

***** TURNOVER TIME T = 26.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.2422E+01	.2197E+01	.1996E+01	.1818E+01	.1660E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *

* * NOB = 3 ME = .933 SIGMA = .020 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth=-.5204E-01

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth=-.2267E-01

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth= .1505E-01

***** TURNOVER TIME T = 27.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.2506E+01	.2277E+01	.2071E+01	.1886E+01	.1722E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. AMBATOL *

* * NOB = 3 ME = .687 SIGMA = .051 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1780E+01 Cob-Cth=-.1211E+00

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1650E+01 Cob-Cth=-.8474E-01

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1530E+01 Cob-Cth=-.3997E-01

***** STATION MORONDAVA – MORAFENO - TRITIUM *****

***** OUTPUT CONCENTRATION *****

TRITIUM in [TU]

** Alpha (1.00 1.00 1.00 .10 .10 .10 .10 .10 .10 1.00 1.00 1.00) **

DISPERSION MODEL

* * D/vx = .5000 * *

***** TURNOVER TIME T = 17.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1805E+01	.1698E+01	.1589E+01	.1485E+01	.1391E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *

* * NOB = 3 ME = .997 SIGMA = .003 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .6393E-02

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= .1372E-02

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.4398E-02

***** TURNOVER TIME T = 20.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1793E+01	.1690E+01	.1587E+01	.1487E+01	.1393E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *

* * NOB = 3 ME = .995 SIGMA = .003 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .5420E-02

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= -.8198E-03

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.7619E-02

```

***** TURNOVER TIME T = 26.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1749E+01 .1652E+01 .1557E+01 .1465E+01 .1376E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

*****
* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *
*****
* * NOB = 3 ME = .934 SIGMA = .011 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .2795E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= .1673E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= .5166E-02
*****

***** TURNOVER TIME T = 17.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1805E+01 .1698E+01 .1589E+01 .1485E+01 .1391E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

*****
* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *
*****
* * NOB = 3 ME = .997 SIGMA = .003 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .6393E-02
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= .1372E-02
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.4398E-02
*****

***** TURNOVER TIME T = 20.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1793E+01 .1690E+01 .1587E+01 .1487E+01 .1393E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

*****
* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *
*****
* * NOB = 3 ME = .995 SIGMA = .003 * *

```



```
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .5420E-02
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth=-.8198E-03
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth=-.7619E-02
*****
```

***** TURNOVER TIME T = 23.0 *****

```
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1774E+01 .1674E+01 .1575E+01 .1479E+01 .1388E+01
```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *

* * NOB = 3 ME = .987 SIGMA = .005 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .1331E-01

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= .4835E-02

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth=-.4075E-02

***** TURNOVER TIME T = 17.0 *****

```
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1805E+01 .1698E+01 .1589E+01 .1485E+01 .1391E+01
```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *

* * NOB = 3 ME = .997 SIGMA = .003 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .6393E-02

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= .1372E-02

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth=-.4398E-02

***** TURNOVER TIME T = 20.0 *****

```
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1793E+01 .1690E+01 .1587E+01 .1487E+01 .1393E+01
```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *
*****
* * NOB = 3 ME = .995 SIGMA = .003 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .5420E-02
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= -.8198E-03
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.7619E-02
*****

***** TURNOVER TIME T = 23.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1774E+01 .1674E+01 .1575E+01 .1479E+01 .1388E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

*****
* OBSERVATION WELL NO. Morafeno *
*****
* * NOB = 3 ME = .987 SIGMA = .005 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1500E+01 Cob-Cth= .1331E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1400E+01 Cob-Cth= .4835E-02
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.4075E-02
*****

***** STATION MORONDAVA – BEKIGNANA -TRITIUM *****

***** OUTPUT CONCENTRATION *****

TRITIUM in [TU]

** Alpha ( 1.00 1.00 1.00 .10 .10 .10 .10 .10 .10 1.00 1.00 1.00) **

DISPERSION MODEL
* * D/vx = .7000 * *

***** TURNOVER TIME T = 30.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1667E+01 .1575E+01 .1484E+01 .1395E+01 .1312E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. Bekignana *
*****
* * NOB = 3 ME = .721 SIGMA = .021 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1430E+01 Cob-Cth= .2766E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.1835E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1180E+01 Cob-Cth= -.5478E-01
*****

```

```

***** TURNOVER TIME T = 31.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1657E+01 .1566E+01 .1476E+01 .1388E+01 .1306E+01

```

```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. Bekignana *
*****
* * NOB = 3 ME = .730 SIGMA = .021 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1430E+01 Cob-Cth= .3454E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.1227E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1180E+01 Cob-Cth= -.4947E-01
*****

```

```

***** TURNOVER TIME T = 32.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1647E+01 .1557E+01 .1468E+01 .1381E+01 .1299E+01

```

```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. Bekigna *
*****
* * NOB = 3 ME = .726 SIGMA = .020 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1430E+01 Cob-Cth= .4164E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.5985E-02
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1180E+01 Cob-Cth= -.4398E-01
*****

```

***** STATION MORONDAVA – BEKIGNANA - TRITIUM *****

***** OUTPUT CONCENTRATION *****

TRITIUM in [TU]

** Alpha (1.00 1.00 1.00 .10 .10 .10 .10 .10 .10 1.00 1.00 1.00) **

DISPERSION MODEL

* * D/vx = .5000 * *

***** TURNOVER TIME T = 35.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1655E+01	.1565E+01	.1479E+01	.1396E+01	.1316E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. Bekignana *

* * NOB = 3 ME = .620 SIGMA = .024 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1430E+01 Cob-Cth= .2730E-01

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.2283E-01

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1180E+01 Cob-Cth= -.6322E-01

***** TURNOVER TIME T = 36.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1643E+01	.1554E+01	.1469E+01	.1387E+01	.1308E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. Bekigna *

* * NOB = 3 ME = .634 SIGMA = .023 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1430E+01 Cob-Cth= .3651E-01

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.1460E-01

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1180E+01 Cob-Cth= -.5596E-01

```

***** TURNOVER TIME T = 37.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1631E+01 .1542E+01 .1458E+01 .1378E+01 .1300E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

*****
* OBSERVATION WELL NO. Bekigna *
*****
* * NOB = 3 ME = .629 SIGMA = .022 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1430E+01 Cob-Cth= .4592E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1300E+01 Cob-Cth= -.6152E-02
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1180E+01 Cob-Cth= -.4848E-01
*****

***** STATION MORONDAVA – TSIMAFANA - TRITIUM *****

***** OUTPUT CONCENTRATION *****

TRITIUM in [TU]

** Alpha ( 1.00 1.00 1.00 .10 .10 .10 .10 .10 .10 1.00 1.00 1.00) **

DISPERSION MODEL
* * D/vx = .5000 * *

***** TURNOVER TIME T = 56.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1386E+01 .1314E+01 .1247E+01 .1183E+01 .1122E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

*****
* OBSERVATION WELL NO. TSIMAFANA *
*****
* * NOB = 3 ME = .609 SIGMA = .019 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1210E+01 Cob-Cth= .2208E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1100E+01 Cob-Cth= -.2655E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1020E+01 Cob-Cth= -.4541E-01
*****

```

```

***** TURNOVER TIME T = 57.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1372E+01 .1302E+01 .1236E+01 .1172E+01 .1112E+01

```

```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. TSIMAF A *
*****
* * NOB = 3 ME = .641 SIGMA = .017 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1210E+01 Cob-Cth= .3263E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1100E+01 Cob-Cth= -.1679E-01
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1020E+01 Cob-Cth= -.3643E-01
*****

```

```

***** TURNOVER TIME T = 58.0 *****
*****
TIME 2000.5 2001.5 2002.5 2003.5 2004.5
C INP .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01 .1460E+01
C OUT .1359E+01 .1290E+01 .1224E+01 .1162E+01 .1102E+01

```

```

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

```

```

*****
* OBSERVATION WELL NO. TSIMAF A *
*****
* * NOB = 3 ME = .627 SIGMA = .017 * *
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1210E+01 Cob-Cth= .4316E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1100E+01 Cob-Cth= -.7035E-02
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1020E+01 Cob-Cth= -.2746E-01
*****

```

```

***** STATION MORONDAVA – TSIMAFANA -TRITIUM *****

```

```

***** OUTPUT CONCENTRATION *****

```

TRITIUM in [TU]

```

** Alpha ( 1.00 1.00 1.00 .10 .10 .10 .10 .10 .10 1.00 1.00 1.00 ) **

```

DISPERSION MODEL

* * D/vx = .7000 * *

***** TURNOVER TIME T = 57.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1383E+01	.1312E+01	.1243E+01	.1178E+01	.1115E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. TSIMAF A *

* * NOB = 3 ME = .696 SIGMA = .017 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1210E+01 Cob-Cth= .2680E-01

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1100E+01 Cob-Cth= -.2011E-01

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1020E+01 Cob-Cth= -.3721E-01

***** TURNOVER TIME T = 58.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1373E+01	.1302E+01	.1234E+01	.1170E+01	.1107E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. TSIMAF A *

* * NOB = 3 ME = .705 SIGMA = .016 * *

I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1210E+01 Cob-Cth= .3517E-01

I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1100E+01 Cob-Cth= -.1240E-01

I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1020E+01 Cob-Cth= -.3016E-01

***** TURNOVER TIME T = 59.0 *****

	TIME	2000.5	2001.5	2002.5	2003.5	2004.5
C INP		.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01	.1460E+01
C OUT		.1363E+01	.1292E+01	.1225E+01	.1161E+01	.1100E+01

***** Beta = .000 CBeta = .0000 *****

* OBSERVATION WELL NO. TSIMAF A *

```

      ** NOB = 3 ME = .681   SIGMA = .016 **
*****
I= 1 Tob= 2003.4 Cob= .1210E+01 Cob-Cth= .4351E-01
I= 2 Tob= 2004.4 Cob= .1100E+01 Cob-Cth=-.4707E-02
I= 3 Tob= 2005.4 Cob= .1020E+01 Cob-Cth=-.2313E-01
*****
```


Annexe 4 - Photographies



Photographie 1. Puits – pompe à main - Site Morafeno



Photographie 2. Forage à levier - Site Croisement Belo sur Tsiribihina



Photographie 3. Puits semi-moderne - Site Betesda – Eaux souterraines fortement minéralisées (CE = 6250 $\mu\text{S}/\text{cm}$)



Photographie 4. Puits semi-moderne – Site Ankilizato Carroo- Eaux souterraines contaminées en nitrate (50 mg/l- NO_3)



Photographie 5. Filtrage sur terrain des échantillons d'eau pour les analyses chimiques



Photographie 6. Mesure des paramètres de terrain – Site Antsakoavaky- 26/05/05



Photographie 7. Forage artésien - Site Manamby



Photographie 8. Enregistrement des données des paramètres de terrain sur log book



Photographie 9. Echantillonnage pour la mesure du tritium – Site Ampataka

MODELISATION DES AGES DES EAUX SOUTERRAINES PAR LE TRITIUM ET DE LEURS MECANISMES DE MINERALISATION-BASSIN VERSANT DE MORONDAVA, SUD-OUEST DE MADAGASCAR

Résumé- Les âges des eaux souterraines superficielles du bassin sédimentaire de Morondava, sud-ouest de Madagascar ont été quantifiés par l'approche des modèles empiriques. Les données en tritium ont été interprétées par le modèle de dispersion. Les résultats de la modélisation ont donné des valeurs variant entre 17 et 56 ans, pour des valeurs de P_D entre 0,05 et 0,7. Pour ces eaux souterraines superficielles, une grande variation de la composition chimique est observée. Les eaux sont, entre autres, de type Ca-HCO_3 , Ca-Na-HCO_3 , Ca-Na-Mg-HCO_3 , $\text{Ca-K-HCO}_3\text{-NO}_3\text{-SO}_4$, Na-Cl , ou Ca-Na-Mg-Cl . Pour les eaux souterraines profondes, les eaux sont, entre autres, de type Ca-Na-HCO_3 , Ca-Mg-Na-HCO_3 , Ca-Na-Mg-HCO_3 , $\text{Ca-Na-Mg-HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$, Ca-Mg-HCO_3 , $\text{Na-Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$, Na-Cl-HCO_3 , ou $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$. Pour évaluer les processus géochimiques, le principe de modélisation géochimique inverse NETPATH a été appliqué. Les résultats de la modélisation ont montré que la dissolution des minéraux silicatés tels le plagioclase, l'olivine, ou le pyroxène est plus importante que la dissolution des minéraux carbonatés tels la calcite, ou la dolomite. Ceci a été observé aussi bien pour les eaux souterraines superficielles que profondes. Dans la partie sud de la zone d'étude, la dissolution de l'halite augmenterait les concentrations du chlorure dans les eaux souterraines superficielles. Pour les eaux souterraines profondes, le cas contraire a été observé, où par précipitation du minéral, les eaux sont moins chlorurées. Le phénomène d'échange cationique contribue également à la variation des concentrations des cations majeurs. La différence majeure dans le processus de minéralisation des eaux souterraines superficielles et profondes réside dans la présence de phénomène local de lessivage des aérosols marins par les précipitations. Ces dernières, en s'infiltrant rapidement à travers la formation sableuse, donnent aux eaux superficielles des signatures chimiques marines.

Mots-clés: tritium, modèle de dispersion, recharge active, modélisation géochimique inverse, dissolution, précipitation, minéraux silicatés, minéraux carbonatés, échange cationique, aérosols marins, eaux souterraines, sudouest de Madagascar

Abstract- The tritium method in the lumped parameter approach was used for groundwater dating in the Morondava sedimentary basin, Southwestern Madagascar. Tritium data were interpreted by the dispersion model. The modeling results, with P_D values between 0.05 and 0.7, show that shallow groundwater age is ranging from 17 to 56 years. Different types of chemical composition were determined for these shallow ground waters, among others, Ca-HCO_3 , Ca-Na-HCO_3 , Ca-Na-Mg-HCO_3 , $\text{Ca-K-HCO}_3\text{-NO}_3\text{-SO}_4$, Na-Cl , or Ca-Na-Mg-Cl . Likewise, deeper ground waters show various chemical type such as Ca-Na-HCO_3 , Ca-Mg-Na-HCO_3 , Ca-Na-Mg-HCO_3 , $\text{Ca-Na-Mg-HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$, Ca-Mg-HCO_3 , $\text{Na-Ca-Mg-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$, Na-Cl-HCO_3 , or $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$. To evaluate the geochemical processes, the NETPATH inverse geochemical modeling type was implemented. The modeling results show that silicate minerals dissolution, including olivine, plagioclase, and pyroxene is more important than calcite or dolomite dissolution, for both shallow and deeper groundwater. In the Southern part of the study area, while halite dissolution is likely to be the source of shallow groundwater chloride concentration rise, the mineral precipitation seems to be responsible for less chloride content in deeper groundwater. Besides, ion exchange contributes to the variations of major cations concentrations in groundwater. The major difference between shallow and deep groundwater mineralization process lies in the leaching of marine aerosols deposits by local precipitation, rapidly infiltrated through the sandy formation and giving marine chemical signature to shallow groundwater.

Key-words: tritium, dispersion model, active recharge, inverse geochemical modeling, dissolution, precipitation, silicate minerals, carbonate minerals, ion exchange, marine aerosols, groundwater, Southwestern Madagascar

Encadreur: Professeur RAJAOBELISON Joël

Impétrant: Ramaroson Voahirana

Tél: 032 02 143 82

Email: vramaroson@yahoo.com

Lot II N 22 EA Analamahitsy Tanana,
101 Antananarivo, Madagascar